ONDERZOEKINGEN IN DE HOOFDEN

IN VERBAND MET DE GESTELDHEID DER NEDERLANDSCHE KUST

DOOR Ir. JOH. VAN VEEN
HOOFDINGENIEUR VAN DEN RIJKSWATERSTAAT





RIJKSUITGEVERIJ
DIENST VAN DE
NEDERLANDSCHE
STAATSCOURANT
1·9·3·6

'S GRAVENHAGE — ALGEMEENE LANDSDRUKKERIJ

ONDERZOEKINGEN IN DE HOOFDEN

IN VERBAND MET DE GESTELDHEID DER NEDERLANDSCHE KUST

DIT WERK WERD DOOR HET BATAAFSCH GENOOTSCHAP DER PROEFONDERVINDELIJKE WIJSBEGEERTE BEKROOND MET DEN GOUDEN EEREPENNING

ONDERZOEKINGEN IN DE HOOFDEN

IN VERBAND MET DE GESTELDHEID DER NEDERLANDSCHE KUST

DOOR Ir. JOH. VAN VEEN
HOOFDINGENIEUR VAN DEN RIJKSWATERSTAAT



UITGEGEVEN VANWEGE HET
MINISTERIE VAN WATERSTAAT

'S-GRAVENHAGE — ALGEMEENE LANDSDRUKKERIJ — 1936

INHOUD.

FIGUREN.



Fig. 1. Meetschip „Oceaan".

INLEIDING.

De zeeëngte der Hoofden is in zeker opzicht te beschouwen als de wortel van de Vlaamsch-Hollandsche kust en als de plaats waar de getijbeweging en zeestroomen ontspringen, welke voor onze zuidelijke en westelijke kusten van overwegend belang zijn. Als zoodanig achtte de Directie van den Rijkswaterstaat het wenschelijk deze zeeëngte, in aansluiting met metingen in de Nederlandsche kustwateren, aan een onderzoek te onderwerpen en werden ingevolge machtiging dd. 27 December 1933 van den Directeur-Generaal Dr. J. A. RINGERS en in opdracht van den Hoofdingenieur-Directeur Ir. F. L. SCHLINGEMANN twee maanden van 1934 en één maand van 1935 aan bedoelde metingen besteed.

Sinds geruimen tijd waren verschillende vraagpunten gerezen, welke op een verruiming der Hoofden betrekking hadden. De wenschelijkheid van een onderzoek daaromtrent en van de daarmede verband houdende verschijnselen langs onze kusten werd o.a. ter sprake gebracht in de Staten Generaal (Zie Voorloopig Verslag van 6 November 1935):

> „Verscheidene leden vestigen de aandacht op de verhooging van het peil der Noordzee, als gevolg van de in den loop der tijden langs natuurlijken weg ontstaande verbreeding van het Kanaal. Die verbreeding neemt wel langzaam toe, maar heeft toch op den duur als gevolg grootere verschillen tusschen eb en vloed in de Noordzee. Dit is weer van invloed op de Zeeuwsche en Zuid-Hollandsche stroomen en stelt nieuwe en zwaardere eischen aan de bedijking. Op het onverwachts zou kunnen blijken, dat deze niet meer voldoende bestand is tegen den gewijzigden toestand en zouden voor voorziening zeer hooge kosten moeten worden gemaakt.
>
> Deze leden achten het gewenscht, dat de Regeering ten deze een onderzoek zou instellen en, zoo voorziening van de dijken, gepaard met eventueel daarmede verband houdende afwateringswerken, noodig mocht blijken, deze met voortvarendheid zouden worden tot stand gebracht."

Reeds tevoren werden in September 1934 door het *Bataafsch Genootschap der Proefondervindelijke Wijsbegeerte*, nadat het in 1933/34 een aantal voordrachten had laten houden, waarbij dit onderwerp ter sprake kwam, de volgende prijsvragen uitgeschreven:

I. Voor de vorming van ons land is de wording van het Kanaal tusschen Engeland en Frankrijk van groot belang geweest.

Het Genootschap verlangt een verhandeling omtrent de vraag, in welke mate het vermogen van het Kanaal tusschen Engeland en Frankrijk in den loop der eeuwen door verbreeding en uitschuring van het dwarsprofiel en misschien ook door andere oorzaken, is toegenomen.

II. In den loop der eeuwen is het Kanaal tusschen Engeland en Frankrijk door verbreeding en uitschuring van het dwarsprofiel en misschien ook door andere oorzaken in vermogen toegenomen.

Het Genootschap verlangt een verhandeling omtrent de vraag, of — en in welke mate — de toeneming van het vermogen van het Kanaal tusschen Engeland en Frankrijk invloed heeft gehad en nog heeft op de waterbeweging en den hoogsten waterstand in de Nederlandsche zeegaten.

Daar de onderzoekingen van den Rijkswaterstaat in de Hoofden en de beide hierboven genoemde prijsvragen op hetzelfde onderwerp betrekking hadden, werd door schrijver dezes met medeweten van hoogerhand het onderhavige geschrift als „Verhandeling" aangeboden aan het *Bataafsch Genootschap*, dat daarna mededeelde er prijs op te zullen stellen deze ten behoeve harer leden in samenwerking met het Rijk te laten drukken.

De verschillende vraagpunten, welke hierboven reeds globaal ter sprake werden gebracht, mogen hier in het kort nog meer gedetailleerd worden behandeld.

Een der kwesties, die diende te worden onderzocht, was die der zoogenaamde zanddrift, waaromtrent sinds vele tientallen jaren, zoowel ten onzent als in het buitenland op theoretische gronden werd aangenomen, dat zij haar oorsprong had, gedeeltelijk in den afslag der Fransche en Engelsche kusten, gedeeltelijk in een verondersteld zanddepôt in het Kanaal bewesten de Hoofden.

Bouniceau berekende de bovengenoemde kustafslag voor de Calvados-kust op $^1/_4$ m per jaar, Lamblardie had reeds in 1782 voor de „falaises" van de „Seine-inférieure" een gemiddelde afslag van 0,30 m per jaar berekend en van deze cijfers uitgaande berekende de bekende Belgische Ingenieur de Mey, aannemende dat de afslag van de Engelsche Kanaalkusten ongeveer even groot zou zijn als die der Fransche, een totaal bedrag van 10 à 12 millioen m^3 per jaar. Dit materiaal zou, vermeerderd met een mogelijke hoeveelheid van den bodem van het Kanaal, hoofdzakelijk langs onze kusten bewegen en de oorzaak zijn van den grooten strandwal, welke zich van Kaap Blanc Nez naar het noord-oosten uitstrekt en daar de Vlaamsch-Hollandsch-Friesche kust vormt. Tegenwoordige Duitsche onderzoekers als Krüger meenden deze zandverplaatsing tot aan den Elbemond te kunnen volgen.

Het door de Mey genoemde bedrag is aanzienlijk. Vergelijkt men dit cijfer van 10 à 12 millioen m^3 per jaar, globaal als het moge zijn, met den zandafvoer van den Rijn, die slechts $\pm$ 1 millioen m^3 per jaar bedraagt, dan komt het verschil duidelijk naar voren. Een oppervlak van één vierkante kilometer zou jaarlijks 10 à 12 meter met het afslagmateriaal der Kanaalkusten kunnen worden opgehoogd.

De Fransche Ingenieur „des Ponts et Chaussées" Marchal berekende in 1854, dat de invloed van Rijn-, Maas- en Scheldesedimenten op de vorming van onze nieuwe landen minder dan $^1/_{45}$ van die der zee moest bedragen (zie de Mey, 127, 1885, blz. 66 en 73). Houdt men vast aan het millioen m^3 zand van den Rijn en telt men hierbij de enkele millioenen m^3 slib en zand, welke deze rivier tezamen met de Maas en de Schelde jaarlijks afvoeren (Rijnslib = 2,6 millioen m^3, Maasslib = 0,6 millioen m^3), dan komt men op nog veel hooger bedrag dan de Mey. Eenige honderden millioenen m^3 zeeslib en zeezand zouden zich dan jaarlijks vermengen met het riviermateriaal en aldus ons lage land doen aangroeien. Een stad als den Haag zou daarmede ongeveer 10 m per jaar kunnen worden opgehoogd.

Bovenstaande uiterst ruwe cijfers vereischten natuurlijk een toetsing.

De eerste vraag, welke beantwoord moest worden luidde dus:

1°. *Bestaat inderdaad een beweging van vaste stoffen door de Hoofden, zoo ja, welke grootte heeft deze en waarin vindt zij haar oorsprong?*

Naast de opvatting, dat het zand met een overwegenden vloed uit het Kanaal kwam, stond een andere, namelijk die van den Franschen Hydrograaf Keller (1861), die uitging van een overwegenden ebstroom bij de Rijn- en Maasmonden. Deze naar het zuidwesten gedachte drift zou veroorzaakt worden door het Noordgetij, komende van Schotland, terwijl het Rijn- en Maaszand de Vlaamsche banken zou hebben gevormd.

De ingenieur „des Ponts et Chaussées" A. Plocq, die hierop verder doorging, nam in 1863 als plausibel aan, dat ter hoogte van de Vlaamsche banken een soort ontmoeting plaats vond van een drift uit het Kanaal en een van het Noorden en dat zich daardoor de aanwezigheid dezer banken liet verklaren. Men behoefde daarbij volgens hem niet speciaal te denken aan een accumulatie van uitsluitend Rijn- of Maaszand, doch eerder aan een opeenhooping van al het materiaal, dat de „gain de flot" uit het Kanaal en de „gain de jusant" uit de Noordzee zouden kunnen aanvoeren.

Een tweede vraag was alzoo:

2°. *Bevat de theorie van* KELLER *of die van* PLOCQ *eenige juistheid, zoo neen, door welke oorzaken en voor welk gedeelte vervolgt dan de zandstroom uit de Hoofden zijn weg over het gebied der Vlaamsche banken en verder noordwaarts? Wordt op dezen weg nog zand opgenomen of achtergelaten?*

De Nederlandsche geoloog EUG. DUBOIS, die zich in 1911 uitsprak voor een strandwal beginnende bij Calais, schreef in 1915: „Aldus heeft zich ongetwijfeld ook de tegenwoordige kust van Nederland gevormd uit zand, dat zich door de heen en weergaande getijstroomingen, doch met een overwegende beweging uit het zuid-westen, achter de vaste punten van Texel en Calais heeft afgezet, tot een kustwal of „Nehrung" eerst, waarop zich dan allengs een duinketen verhief". Deze door P. TESCH in diens bekende „Duinstudies" verder uitgewerkte theorie vond in wijden kring weerklank. Terecht werd in deze „Duinstudies" duidelijk gemaakt, welk een subtiele kust wij bezitten, voor welker instandhouding men waakzaam dient te zijn.

Volgens deze theorie zou ook de Doversche Zeestraat nog betrekkelijk jong zijn, namelijk slechts ± 5000 jaar (TESCH **182**, 1935). Volgens F. J. FABER: „naar een gemiddelde schatting 4000 jaar" (**64**, 1933). De uitschuring van de nog zoo kort geleden gevormde zeestraat zou nog steeds doorgaan.

Volgens den archeoloog J. H. HOLWERDA (**86**, 1930) zou uit de oude geschriften blijken, dat een eiland in de zeeëngte had gelegen en dat de Romeinen over breede waddenzoomen of zandvlakten waren getrokken, en daar deze wadden en dit eiland thans niet meer voorkomen, zou dit eveneens op een groote recente verandering wijzen, welke onze kust op zeer nadeelige wijze beïnvloed zou hebben. Sommigen meenden zelfs een veronderstelde wijziging van het klimaat van ons land in verband te moeten brengen met de zoogenaamde „opening" van het Nauw van Calais.

HALLEZ (1899) en DANGEARD (1928) meenden dat de stroomen in de Hoofden uitkolkingen in den rotsbodem zouden kunnen veroorzaken. Zij grondden hun vermoeden op het feit, dat zij op sommige plaatsen een grootere diepte vonden dan op de kaarten stond aangegeven.

De derde vraag, welke onderzocht moest worden was derhalve:

3°. *Schuurt het gebied tusschen de Hoofden nog steeds uit? Zoo ja, met welk bedrag? Bestaat er reden om aan te nemen, dat dit vroeger heviger geschiedde en was in Romeinschen tijd de zeeëngte nagenoeg afgesloten door een eiland en wadzoomen?*

Deze vraag sloot feitelijk in zich, dat door ons een *zoo zuiver mogelijk gelood profiel* van de zeeëngte zou moeten worden verkregen, teneinde nakomende geslachten in staat te stellen de grootte eener uitschuring nauwkeurig te kunnen vaststellen.

Vraag 3, die gedeeltelijk op het gebied der geschiedenis voerde, diende natuurlijk te worden gevolgd door:

4°. *Welke mogelijkheden eener verandering in ons getijregime zijn thans nog aanwezig en welke gevolgen moet men daarvan voor een eenigszins verre toekomst verwachten voor onze kusten? Is reeds uit peilschaal- of stroomwaarnemingen een geringe wijziging merkbaar?*

Door sommigen werd reeds geopperd, dat een zekere vergrooting van den getijamplitude te Vlissingen aan de verruiming van het Nauw van Calais te wijten zou zijn.

Bovenstaande vragen werden nog aangevuld met vraagpunten van meer bijzonderen aard. Bodemstroomen en zandverplaatsingen, zooals die door ons sinds eenige jaren worden onderzocht, waren, voor zoover bekend, in het buitenland nog nimmer gemeten

en allerlei min of meer uit de lucht gegrepen veronderstellingen over het verband tusschen stroomsnelheid en verplaatsing van vaste stoffen dienden daarom ook voor de Hoofden te worden nagegaan. De mogelijkheid bestond, dat de stroomen in het Kanaal een andere verdeeling in verticalen zin bezaten, dan wij ten onzent gewend waren en dat de bodemstroomen er krachtiger waren, dan men oppervlakkig uit de ter beschikking staande getijboeken zou kunnen afleiden.

Dr. J. N. CARRUTHERS van de Britsche Visscherij-inspectie, die sinds 1926 in een punt op 10 m beneden de oppervlakte doorloopende stroomsnelheidswaarnemingen laat verrichten door de bemanning van het lichtschip Varne, wijdt in zijn laatste publicatie (**21**, 1934) een afzonderlijk hoofdstuk aan dit probleem, waarbij de noodzakelijkheid van een onderzoek naar de bodemstroomen tusschen de Hoofden wordt betoogd. Dr. BORLEY, (**12**, 1923) eveneens van de Britsche Visscherij-inspectie, nam aan, dat de huidige stroomen vrij groote steenen zouden kunnen verplaatsen.

De vijfde vraag was daarom:

5°. *Welke bodemstroomen komen in de Hoofden voor? Is de stroomverdeeling in een verticaal normaal of abnormaal? Moeten de bodemstroomen in staat worden geacht vrij groote steenen te kunnen verplaatsen?*

Hiermede hield ook de vraag aangaande het totale vermogen van de zeeëngte verband. Dit vermogen te kennen is van belang voor de visscherij in de Noordzee. CARRUTHERS heeft, uitgaande van de meetcijfers bij het Varne-vuurschip, in 1935 berekend, dat de totale jaarlijksche drift door de Hoofden gesteld moest worden op 2700 milliard m^3. Onze metingen zouden dit cijfer, dat gebaseerd is op de metingen in slechts één enkel meetpunt op 10 m beneden de oppervlakte, zonder veel moeite kunnen toetsen en de zesde vraag, welke beantwoord zou kunnen worden, was alzoo:

6°. *Welk vermogen bezit de zeestraat in normale en abnormale omstandigheden en welk vloed- of ebsurplus?*

Tevens zou daarbij de vraag kunnen worden bezien:

7°. *Welk verband bestaat er tusschen het verticaal en het horizontaal getij, en zijn de door ons voor de benedenrivieren en zeegaten afgeleide formules ook voor het gebied van de Hoofden geldig?*

Weliswaar hebben vooral de Duitsche en Engelsche geleerden het getij in het Kanaal en in de Noordzee aan berekeningen onderworpen, doch dit geschiedde met formules, welke door ons nog niet werden getoetst.

In afwijking van wat de bekende deskundige VAN DER STOK (**174**, 1905) en anderen aangaande den invloed eener denkbeeldige afsluiting van de zeeëngte op onze kusten hebben beweerd, namelijk dat deze afsluiting nauwelijks te bemerken zou zijn, moet à priori worden aangenomen, dat elke profielsverandering der zeeëngte wel degelijk invloed zou uitoefenen op het getij langs onze kusten. Ook zouden betrekkelijk geringe wijzigingen in de diepteverdeeling der Noordzee — deze is verhoudingsgewijs dunner dan het papier, waarop zij gewoonlijk in atlassen of op zeekaarten wordt geteekend — gevolgen hebben, welke voor onze getijden van groot belang zouden kunnen zijn.

Het schijnt noodig, dat door ons eenige aandacht aan de getijden in den zuidelijken inham der Noordzee — van ouds genaamd de „*Vlakke Zee*" — wordt gewijd en dat de ingewikkelde berekeningen van de „Deutsche Seewarte", het „Tidal Institute" te Liverpool en van enkele Oostenrijksche, Skandinavische en Finsche geleerden met behulp van waarnemingen, nader worden onderzocht.

Nog andere vragen waren:

8°. *Is de Vlakke Zee, zooals* TUTEIN NOLTHENIUS (189, 1913) *vermoedt, nog steeds een „zee in wording"? Zijn de banken in de zuidelijke Noordzee ontstaan onder invloed van de tegenwoordige stroomen, of bezitten zij oude vaste kernen? Veranderen zij merkbaar in ligging en grootte?*

9°. *Welke steenen en zanden komen in de zuidelijke Noordzee voor en valt hieruit iets af te leiden omtrent de geologische wording van dit gebied of omtrent de herkomst dezer stoffen?*

10°. *Valt uit het voorkomen van bepaalde schelpdieren of andere levende wezens iets te leeren omtrent den invloed van den driftstroom uit het Kanaal?*

De beide laatste vragen vielen buiten ons kader. Zij werden bestudeerd door de geologen TESCH, REINHOLD en BAAK (3, 1936) en door de biologen KIPP en HUMMELINK, die daarvoor eenigen tijd op de „Oceaan" doorbrachten. Vraag 7 moest wegens gebrek aan tijd onbeantwoord blijven.

Aan het slot werden eenige „beschouwingen" gegeven, waarbij de vraagstukken in iets algemeener verband en voornamelijk in het belang der Nederlandsche kust werden bezien. Hierbij werden eenige nieuwe ideeën naar voren gebracht.

Wat de benamingen betreft, heb ik gemeend in het algemeen de Nederlandsche of Vlaamsche te moeten aanhouden. Het betreft hier een grensgebied, waar het Fransche taaleigen het Nederlandsche ontmoette en waar ook de Engelschen hun invloed hebben doen gelden. De topografische benamingen, zoowel te land als ter zee zijn echter overwegend Nederlandsch tot ongeveer Gris Nez (*Zwartenes*) en komen ook verder zuidelijk nog veelvuldig voor. De betrekkelijk nog jonge Vlaamsche stad *Kàles* werd in het Fransch natuurlijk Calais genoemd, doch heet bij het Vlaamsch sprekend deel der bevolking in België en Frankrijk nog steeds Kàles (met klemtoon op de eerste lettergreep), evenals Duinkerken, Nieuwpoort of Grevelingen er ook volgens de oorspronkelijke uitspraak worden genoemd. Het leek mij onjuist de verfranschte benamingen voor deze laatsten aan te houden.

De weinig gebruikte naam „*de Hoofden*" wordt door de Duitschers misbruikt voor de „*Vlakke Zee*" d. i. de ondiepe bocht der Noordzee tusschen Holland en Engeland. De Engelschen noemen de Vlakke Zee wel de „Southern Bight", of „Dutch flats", en vroeger ook wel de „Lowland sea".

Een woord van dank moge hier worden uitgesproken jegens de Fransche, Engelsche en Belgische autoriteiten, die het onderzoek toestonden en vergemakkelijkten. Specialen dank is verschuldigd aan M. VILAIN, hoofdingenieur der Fransche Hydrografie, die toevallig met zijn vloot bezig was met een herkarteering der Noord-Fransche kustwateren, aan de Hoofdingenieurs der „Ponts et Chaussées", M. OUTREY te Boulogne en M. BROQUAIRE te Duinkerken, die waardevolle gegevens en een oud dossier ter bestudeering afstonden; aan den Commandant der Marine M. MARTEL te Duinkerken, die op welwillende wijze het sein-materiaal op Kaap Gris-Nez ter beschikking stelde en aan den hydrograaf, den heer J. LAUWERS te Oostende. Niet het minst is dank verschuldigd aan de Britsche autoriteiten te Londen, Dover en Lowestoft, onder wie admiraal EDGELL en Dr. CARRUTHERS vooral genoemd mogen worden als degenen, die veel hebben bijgedragen tot een welslagen der onderzoekingen.

HOOFDSTUK I.

DE METINGEN VAN DE „OCEAAN" VERGELEKEN MET EENIGE BUITENLANDSCHE.

§ 1. BUITENLANDSCHE ONDERZOEKINGEN.

Alvorens op de metingen in de Hoofden en op de daarbij verkregen uitkomsten dieper in te gaan, schijnt het noodig een afzonderlijk hoofdstuk te wijden aan de door ons nagestreefde algemeene doeleinden en deze te vergelijken met eenige buitenlandsche.

Sinds vele jaren is men vooral in Engeland, Duitschland en de Skandinavische landen bezig met het verrichten van *stroommetingen* en *zeebodemonderzoek*, terwijl de daarbij verkregen gegevens een groote staf van geleerden bezig houden. Deze onderzoekingen geschieden hoofdzakelijk voor navigatie- en visscherijdoeleinden.

De Britsche hydrografie laat bijvoorbeeld met een gedeelte harer opnemingsvloot 25 uurs-stroommetingen verrichten in hare wateren, waarbij de grenzen van het te beschouwen gebied zoo ruim worden genomen, dat het grootste deel der Noordzee daarin wordt begrepen. Op verzoek verleende ook de „Oceaan" hieraan haar medewerking in den vorm van het meten der stroomen op enkele punten, ongeveer 25 km uit onze kust.

Vele Duitsche metingen hebben hetzelfde karakter. Zij werden hoofdzakelijk verricht in de Duitsche Bocht en in de Duitsche zeegaten, doch ook in het Kanaal en in andere wateren.

In onderlinge samenwerking werd door Duitschland, Denemarken, Zweden en Finland in 1931 in het Kattegat gemeten. (**41**, 1933).

Naast deze stroommetingen staan bodemonderzoekingen, welke door BORLEY (**12**, 1923), PRATJE (**141**, 1931) en VAN MIERLO (**128**, 1899) werden beschreven. De bodem van het Kanaal werd grondig onderzocht met de „Pourquoi Pas?" en beschreven door L. DANGEARD (**33**, 1928).

Voorts kunnen worden genoemd de zoogenaamde drift-stroommetingen (of „flesschenpost"). Deze werden in den laatsten tijd vooral verricht door het Engelsche „Department of Agriculture and Fisheries".

Voor de buitenlandsche publicaties kan worden verwezen naar de uitgaven van het „Institut für Meereskunde", van de „Deutsche Seewarte", van het „Ministry of Agriculture and Fisheries" en van het „Tidal Institute" te Liverpool, zoomede naar de tijdschriften „Annalen der Hydrographie" (Hamburg), „Hydrographic Review" (Monaco), „Journal du Conseil International" (Kopenhagen) en „Recherches hydrographiques" (Parijs).

Een enorme literatuur is ten slotte beschikbaar over kusten en kustaantastingen. Voor ons is hierbij vooral van belang het onlangs verschenen werk van ABEL BRIQUET (**16**, 1931) waarin de resultaten van een zeer omvangrijk onderzoek der Noord-Fransche en Belgische kusten worden weergegeven en wel op zoodanige wijze, dat een nieuw licht wordt geworpen op eene als logisch verklaarbaar uiteengezette ontwikkeling dezer kusten.

Als van bijzonder belang kan worden genoemd de studie van de „*Beach Erosion Committee*" betreffende de zandverplaatsingen langs de kust bezuiden Nieuw York, een kust die veel overeenkomst vertoont met de onze. Overige buitenlandsche onderzoekingen zullen voorts in den loop van het onderhavige verslag nog aan de orde komen.

§ 2. HET DOEL DER ONDERZOEKINGEN MET DE „OCEAAN".

Dit doel kan het best worden omschreven als een samenvatting van de doeleinden, die bij de in de vorige paragraaf beschreven onderzoekingen hebben voorgezeten. Een vrij belangrijke achterstand moest hierbij worden ingehaald. Evenwel wordt door ons thans een stap verder gedaan, door behalve het stroom- en bodemonderzoek ook de *zandtransportmetingen* in de waarnemingen op te nemen.

De buitenlandsche waarnemingen bemoeien zich namelijk, in tegenstelling met de onze, niet op direkte wijze met de bodemaantastingen. Hoofdzakelijk worden de driften of reststroomen, alsook de temperatuur- en zoutgehalteverschillen nagegaan, terwijl dienaangaande beschouwingen worden gehouden en het verband tusschen wind en drift, tusschen het horizontaal- en het verticaal getij en tusschen temperatuur en stroomverdeeling, enz. wordt opgespoord. Nabij den bodem wordt daarbij niet gemeten; nagenoeg steeds blijft men bij het meten der stroomen meerdere meters daarvan verwijderd.

Teneinde de bodemaantastingen op direkte wijze te kunnen onderzoeken is het noodig de stroomen tot in de onmiddellijke nabijheid van den bodem te leeren kennen en tevens de zandverplaatsingen te meten. Ook de bodem zelf moet daarbij aan een nauwgezet onderzoek worden onderworpen en aldus ontstaat een uitgebreid programma, dat echter logisch en economisch is, omdat, indien men 13 of 25 uren achter elkaar voor anker ligt en elk half uur stroomwaarnemingen laat verrichten, men tevens gemakkelijk zandtransportmetingen kan laten verrichten en ook de bodemstroomen genoteerd kunnen worden. Voorts kunnen de bodemvormen en de bodemgesteldheden worden bestudeerd en kunnen registreerende getij- en stroommeters worden uitgezet, terwijl tenslotte steenen en zandmonsters voor de geologen of dieren en planten voor de biologen kunnen worden verzameld. Vooral is dit gemakkelijk, indien, zooals op de „Oceaan" het geval is, zich een motorvlet aan boord bevindt, waarmede de omgeving van het meetpunt kan worden afgezocht.

Het doel van de onderzoekingen met de „Oceaan" is dus feitelijk het *mechanisme* van de water- en zandbeweging voor onze kusten en in onze zeegaten grondig te leeren kennen. Een door den hoofdingenieur-directeur van den Belgischen Waterstaat, tevens voorzitter der Belgische Ingenieursvereeniging *Tobie Claes* in zijn aanval op VAN MIERLO'S „Mécanisme des Alluvions" (1926) geuite bewering, dat de tijd nog niet rijp zou zijn voor een onderzoek naar de zandverplaatsingen, kan natuurlijk niet worden aanvaard.[1]) Al spreekt het vanzelf, dat deze tak van wetenschap niet in een handomdraai kan worden vervolmaakt, zoo is het toch noodig dat er althans een begin mee wordt gemaakt. Feitelijk is het beschamend, dat men anno 1927 nog te hooren moet krijgen — grootendeels terecht — dat „behalve in enkele zeer grove

---

[1]) Enkele zinnen uit het twistgeschrijf tusschen VAN MIERLO en TOBIE CLAES in Annales de l'Ass. des Ing. sortis de l'Université de Gand in 1926/1927:

VAN MIERLO: „Mécanisme des Alluvions": „Des efforts ingénieux, énergiques et persévérants ont été entrepris pour lutter contre les alluvions; seulement il manquait souvent la connaissance des éléments qui pouvaient influer sur le régime des alluvions et c'est à l'étude de ces questions que j'ai consacré une partie du temps où je pouvais proceder à des mesurages".

TOBIE CLAES: „L'auteur n'a rien établi de ce qu'il a avancé. A priori on peut dire, qu'il est prématuré de vouloir aujourd'hui s'attacher — avec d'aussi faibles moyens surtout — à la recherche du Mécanisme des Alluvions".

VAN MIERLO: „Ce sont les alluvions qui gênent. Ce n'est donc qu'en étudiant le mécanisme des alluvions qu'on pourra trouver le moyen d'améliorer la situation".

TOBIE CLAES: „Or, ce que je veux, ce sont des faits; attachez vous aux faits, monsieur! (Dickens). Les ingénieurs hollandais du Waterstaat (sont) évidemment aussi ignorants du vrai Mécanisme des Alluvions que leurs collègues belges des Ponts et Chaussées".

trekken nog vrijwel niets van het algemeen mechanisme van stroomen bekend is" (TOBIE CLAES, blz. 346).

Bij het omstreeks 1931 door den Rijkswaterstaat begonnen onderzoek is tot nog toe niet gebleken, dat de zandverplaatsingsvraagstukken, al spelen zij zich ook bij den bodem, dus buiten het direkt bereik van het oog af, ontoegankelijk zouden zijn voor studie en onderzoek in natura, of dat het te voorbarig zou zijn daarmede „reeds thans" te willen aanvangen. Integendeel, men moet zich er over verwonderen, dat niet reeds veel eerder met een onderzoek der zandproblemen is begonnen.

Laboratoria, waarin havens e. d. kunnen worden nagebootst, kunnen problemen nader tot een bevredigende oplossing brengen, het bezwaar ervan is echter, dat zij nimmer geheel met de werkelijkheid kunnen overeenstemmen. Wil men het grootst mogelijke voordeel trekken van dergelijke laboratoria, dan moet een onderzoek *in natura* ter toetsing en aanvulling, daarmede hand in hand gaan. Laat men dit achterwege en gaat men slechts af op uitspraken „ex cathedra" of „ex laboratorio", dan zal men op teleurstellingen moeten blijven rekenen.

Een belangrijk geluid werd vernomen uit Rusland tijdens het in 1935 te Brussel gehouden Internationaal Scheepvaartcongres. De noodzakelijkheid van een uitgebreid onderzoek in natura, door den vertegenwoordiger der U. S. S. R. met *hydrogeologie* aangeduid, werd hierbij naar voren gebracht, terwijl tevens werd medegedeeld, dat hiermede in Rusland reeds op groote schaal was begonnen [1]).

§ 3. WIJZE VAN ONDERZOEK.

Het getijmechanisme kan beschouwd worden als een wisselwerking van het verticaal en het horizontaal getij, waarbij het laatste de zand- en slibverplaatsingen veroorzaakt. Naast de getijbeweging staan andere oorzakelijke krachten als verschillen in luchtdruk en soortelijk-gewicht en niet te vergeten de golfslag.

Het is niet mogelijk alles met onze stroom- en zandmeettoestellen op direkte wijze na te gaan. Bij de krachtigste stormen kan niet worden gemeten en ook is het niet doenlijk de alleronderste lagen aan een exact onderzoek te onderwerpen. Daarom moet niet worden gemeend, dat de direkte metingen met de „Oceaan" de eenige zijn, waarmede rekening moet worden gehouden om de werkelijkheid nabij den bodem te leeren kennen.

Het onderzoek dient steeds de volgende geledingen te vertoonen, wil het aanspraak kunnen maken op een zoo groot mogelijke grondigheid.

A. Direkte metingen met instrumenten voor stroom-, zandtransport- en bodemonderzoek, zooals op de „Oceaan" plaats vinden [2]).

Men bereikt hiermede het normale geval, zooals dit voor ongeveer 90 % in werkelijkheid voorkomt. De op deze wijze verkregen meetgegevens zijn zeer nauwkeurig en gedetailleerd, doch zij hebben het nadeel, dat zij slechts betrekking hebben op tamelijk goed weer en op een korte meetperiode. Met de bij zeegang zeer vast liggende „Oceaan" kunnen nog metingen worden verricht bij windsnelheden van 15 à 20 m/sec. (Beaufortschaal 8 à 10), hetgeen dus niet zoo heel ver meer afstaat

---

[1]) V. E. LIAKNITSKY. XVIe Int. Scheepvaart Congres, nr. 74/1935. Zie ook: GLUSHKOFF and LIAKNITSKY. Instructions on the organisation and performance of work in connection with harbour surveys. ± 1000 blz. 1930/32.

[2]) Indien niet voor de gewone inspectiedoeleinden gebruikt, worden tegenwoordig ook de directievaartuigen van den Waterstaat voor metingen in de Benedenrivieren en in de Waddenzee gebruikt.

van de uiterst voorkomende gevallen (Beaufort 12 is maximum windsterkte). Evenwel blijft het bezwaar, dat tijdens deze uitersten niet regelmatig kan worden gemeten.

B. Metingen met registreerende toestellen. Hiermede zijn lange reeksen gegevens te verkrijgen, waarin tevens uitersten zijn opgenomen. Het bezwaar dezer metingen is, dat zij slechts voor één enkel punt gelden. Werkt de methode A in lengte-, hoogte- en breedte-richtingen en in een korten tijd van 13 of 25 uur, de methode B werkt alleen in de tijdrichting. Beide vullen elkaar dus aan.

Om een voorbeeld te noemen hoe noodig en nuttig deze onderlinge aanvulling is, diene het volgende: Voor de Hoofden waren twee reeksen metingen beschikbaar t. w. de peilschaalwaarnemingen te Dover, Boulogne, Calais en de stroommetingen bij het lichtschip Varne. Nagegaan kon nu worden welk verband er bestond tusschen beide reeksen waarnemingen, zoodat de zoogenaamde reductiefactor van de Hoofden kon worden bepaald. Hiermede konden al onze metingen herleid worden tot een normaal geval en dus onderling worden vergeleken, terwijl ook de uitersten konden worden nagegaan.

C. Loodingen. Uit de op regelmatige tijden verrichte loodingen ziet men de *gevolgen* van de met de meetwijzen A of B waargenomen stroomen en zandverplaatsingen. Het bezwaar, dat men niet in de onderste 10 cm kan meten, wordt door het regelmatig looden grootendeels ondervangen. De bodem heeft dikwijls een ribbelvorm en een onderzoek naar de stroomen en zandverplaatsingen in deze onderste lagen is feitelijk laboratoriumwerk. Wel kunnen de ribbelvormen zelf in de natuur bij de meetwijze A goed worden nagegaan met een „ribbelmeter", doch de uiterst samengestelde zand- en stroombeweging in de onmiddellijke nabijheid van deze ribbels blijft buiten ons bereik. In de laboratoria van Zürich en Delft wordt hieraan reeds de noodige aandacht besteed.

De onder A en B genoemde metingen kunnen dus slechts vergelijkende, geen absolute gegevens verschaffen. De metingen C kunnen dit laatste wel, vandaar de noodzakelijkheid van regelmatig looden als hulp voor het onderzoek.

D. De zoogenaamde „film". Hieronder wordt verstaan een reeks oude en nieuwere loodingskaarten vanaf den tijd, dat met loodingen werd begonnen. Deze kaarten dienen op één schaal en op één peil, liefst den middenstand der zee, herleid te zijn. Omvatten de waarnemingen volgens de meetwijze A tijdsruimten van slechts 13 of 25 uren en die van B en C mogelijk eenige jaren, die der „film" beslaan gewoonlijk een tijdsruimte van meer dan een eeuw. Alle langzame veranderingen van den bodem, welke bij de metingen A, B of C aan de aandacht zouden ontsnappen, staan op de „film" aangegeven.

Het maken van een dergelijke „film" is een moeizaam werk; is zij echter eenmaal tot op heden bijgewerkt, dan is verdere bijhouding betrekkelijk gemakkelijk, terwijl de bruikbaarheid ervan met de jaren, d. w. z. met het aantal erin opgenomen kaarten, moet toenemen. Zonder de „film" komt men niet voldoende op de hoogte van het karakter en de gewoonten der geulen en banken, omdat de tijd, welke een ingenieur op een bepaalde standplaats doorbrengt, hoogstens ± 10 jaren, te kort is om deze veranderingen in een behoorlijk grooter verband te zien. In het algemeen moet men den tijd van ruim 100 jaren, gedurende welke onze zeegaten nauwkeurig zijn opgenomen, zelfs nog als te kort beschouwen om de periodieke of aperiodieke gewoonten bij de geulen- en bankenverplaatsing afdoende te leeren kennen.

Boringen verlengen den tijdas tot in het geologisch verleden. Ook deze zijn in

vele gevallen onmisbaar om zich een goed inzicht te vormen in de huidige werkingen der natuur.

§ 4. EENIGE PRACTISCHE ONDERWERPEN.

Achter het theoretische doel van het kennen van het volledig getij- en zandbewegingsmechanisme staat natuurlijk het practische doel om meer economische en meer bevredigende werken te kunnen maken.

Onkunde is onbevredigend en vooral in de „natte" waterbouwkunde duur. Reeds eenige percenten der aanlegkosten van havens of verbeteringskosten van rivieren vertegenwoordigen groote bedragen.

„Parmi les diverses branches de l'art de l'ingénieur, il en est peu qui aient réservé des mécomptes aussi nombreux et aussi considérables que les travaux maritimes" schrijft VAN MIERLO in zijn „Mécanisme des alluvions" en soortgelijke gezegden vindt men in alle talen. Voorkomen is hier beter dan genezen. Een steiger moet niet worden gebouwd aan een geul, die zich over eenigen tijd kan verplaatsen; noch moet een haven gemaakt worden aan een bijzonder slib- of zandrijk water, enz. Is dit toch eenmaal gedaan, dan is verbetering dikwijls uitgesloten of niet dan zeer lastig en kostbaar.

Een fout, die dikwijls gemaakt wordt is het onderschatten van het brakwatergebied. De verschillen in soortelijk-gewicht van zout en zoet water veroorzaken stroomen, welke aan oppervlakte en bodem sterk kunnen uiteenloopen, zoodat men bij een oppervlakkige beschouwing tot geheel verkeerde gevolgtrekkingen kan komen. Voornamelijk de bodemstroomen zijn van belang, omdat het deze zijn die uitschuring of wegens hun sterke bezwangering met slib en zand, verondiepingen teweegbrengen [1]).

Wat ook gewoonlijk wordt vergeten is, dat sterk slibhoudend water een ander soortelijk gewicht heeft dan schoon water. Om deze reden kan men eveneens abnormale stroomingen en tevoren weinig vermoede aanslibbingen krijgen. Een ander punt waar de aandacht op zou kunnen worden gevestigd is, dat een spuikom, gevuld met zoet water, natuurlijk weinig effect kan hebben op de diephouding van een zoute buitengeul. Het zware zoute water zal dan bij spuiing de neiging bezitten op den bodem te blijven liggen, terwijl het zoete water slechts aan de oppervlakte afstroomt. Een en ander zou met verschillende voorbeelden uit de practijk kunnen worden gestaafd, doch dit zou te ver voeren.

Waterbouwkundige laboratoria zullen met soortelijk-gewichts-verschillen zeker rekening moeten gaan houden, willen zij eenigszins betrouwbare adviezen kunnen geven voor brakwatergebieden.

Overigens is het moeilijk algemeene regels te geven, daar feitelijk elk geval afzonderlijk moet worden beschouwd. Generaliseeren is voor de natte waterbouwkunde steeds gevaarlijk.

In nauw verband met de zout- en zoetverschillen staan de zoogenaamde *zand- en slibstroomen.* In het groot beschouwd kan men ten onzent twee van dergelijke „stroomen" onderscheiden, namelijk die der bovenrivieren (Rijn en Maas) en die uit zee. Beide soorten zand zijn gewoonlijk met het bloote oog wel te onderkennen: de bevolking noemt hen daarom wel „zout" en „zoet"-zand.

---

[1]) In een haven als die te Pernis (Petroleumhaven) kan de bodemstroom tengevolge van de verschillen in soortelijk gewicht tot 20 cm/sec. oploopen, terwijl de theoretische komvullingsstroom tengevolge der getijbeweging slechts maximaal 3 cm/sec. bedraagt.

De verdringingsstroomen kunnen hier dus van meer belang zijn dan de getijstroomen.

Door de bijzondere geologische gesteldheid is ons land te beschouwen als een in opbouw zijnd gebied, dat echter met betrekking tot het zeeniveau toch daalde.

Zand en slib kunnen voor een dergelijk gebied zeer gewenschte materialen zijn voor ophoogingen en aanwassen, doch voor havens en riviermonden zijn zij ongewenscht. De vóór- en nadeelen der aanwezigheid van zee en rivieren, zoowel als van het door dezen aangevoerde slib en zand werden hier grondig ondervonden en voortdurend heeft men pogingen moeten aanwenden om de voordeelen zoo groot mogelijk en de nadeelen zoo klein mogelijk te doen zijn.

Het is van belang de beide zandstroomen nader te beschouwen. Weliswaar staat het *rivierzand* in slechts zijdelingsch verband met het te behandelen onderwerp, doch een geringe uitweiding is hier wel op haar plaats, omdat daarmede kan worden aangetoond, welke moeilijkheden het zandprobleem voor ons heeft opgeleverd en welk een verkeerde voorstelling men had van de zoogenaamde „sleepkracht" van stroomen.

Het probleem vulde de geheele 19e eeuw en bestond hierin, dat het rivierzand de beddingen van de Lek, Waal en Maas ophoogde en daarmede tevens de waterstanden deed rijzen. Vele doorbraken waren hiervan het gevolg. Onbedijkte, wilde rivieren kunnen zich verplaatsen wanneer de beddingen te hoog worden, doch bedijkte tracht men zoo lang mogelijk in hun beddingen te houden — totdat de natuur haar rechten eischt en een ramp veroorzaakt. De in 1421 ontstane Biesbosch is hiervan een voorbeeld. Ongeveer 400 jaren later was deze vrijwel opgevuld met de Rijn- en Maassedimenten en de waarlijk beangstigende vraag rees dus omstreeks 1800, welke nieuwe catastrophe er stond te gebeuren. Zou de Alblasserwaard als nieuwe bergplaats voor de afgevoerde zanden moeten worden opgeofferd?

De geheele eerste helft der eeuw ging met wijdloopige verhandelingen over dit onderwerp verloren. Eerst de tweede helft zag de resultaten dezer overwegingen in den vorm van nieuwe monden van Waal en Maas naar het Hollandsch Diep. Gehoopt werd daarbij, dat het nieuwe depôt, het Hollandsch Diep, het rivierzand voor vele jaren zou kunnen bergen, doch teleurstelling volgde toen bleek, dat de nieuwe Merwede niet in staat was het zand behoorlijk af te voeren. Dit was omstreeks 1860, toen de stoombaggermolen ter rechter tijd haar intrede deed en de practische oplossing van het zoo moeilijke probleem bracht. Interessant is daarbij op te merken, dat men aanvankelijk nog zooveel vertrouwen in de transporteerende kracht van de Nieuwe Merwede bezat, dat men bij de eerste baggerbestekken geen vervoer van den gebaggerden grond noodig achtte. Men redeneerde, dat indien het bodemmateriaal maar los gewoeld werd, de rivier zelf wel voor het transport zou zorgen en schreef dus voor, dat de bagger onmiddellijk weer in de rivier mocht worden gestort. Spoedig bleek dat men op deze wijze niets bereikte en dat de transportkracht eener benedenrivier, waar eb en vloed elkaar tegenwerken, niet bijzonder groot is. De vloed kan soms zelfs meer transportkracht bezitten dan de eb.

Het rivierzand levert thans weinig zorgen meer, omdat de baggermolens ruim in staat zijn de aangevoerde hoeveelheden te verwerken. Zelfs wenschten sommigen, dat meer rivierzand beschikbaar was, daar het een uitstekend materiaal is voor beton en voor de ophooging onzer wegen en stadsuitbreidingen. Een oplossing, zooals men die aanvankelijk nastreefde, namelijk, waarbij het rivierzand tot in zee vervoerd zou worden door de rivier zelf, is voor ons geval, naar het zich laat aanzien, niet mogelijk.

Een daarvoor omstreeks 1820 geprojecteerde afdamming van alle nevenarmen als Lek, Dordtsche Kil, Noord en Spui om aan den Rijn één enkelen krachtigen, onverdeelden mond te geven zou het beoogde doel niet hebben doen bereiken en zou uit scheepvaartoogpunt bijzonder nadeelig zijn geweest.

Niet de vordering der waterloopkundige wetenschap bracht hier de redding, dan wel de stoombaggermolen. Men kan zelfs verder gaan en beweren, dat deze laatste de oorzaak is geweest waardoor na ± 1870 het hydraulisch onderzoek in de natuur aanvankelijk slechts geringe vorderingen maakte.

Voor het *zeezand*, waarvan het aanbod nog steeds de vraag overtreft, worden jaarlijks in den vorm van baggeringen in onze havens en haventoegangen nog steeds eenige millioenen guldens uitgegeven. Voornamelijk in het zuidwesten van ons land is de invloed van het zeezand en zeeslib groot geweest. Hier ontstonden in betrekkelijk weinig eeuwen groote eilanden, nadat ook in Vlaanderen uitgestrekte gebieden waren binnengedijkt. Havens als Brugge, Middelburg, Zierikzee, Goeree, welke eenmaal aan geschikte getijstroomen lagen, verzandden en de vragen zouden kunnen worden gesteld: gaat dit proces nog door of is er een evenwicht bereikt? Zijn onze moderne havens veilig of staat hen op den duur eenzelfde lot te wachten als de bovengenoemde vroegere zeehavens?

Reeds onmiddellijk kan hiervoor weer worden verwezen naar de groote macht der baggermolens, waarmede de natuur tegenwoordig in haast elke richting kan worden gedwongen en waardoor het hoogst onwaarschijnlijk is, dat een onafwendbare, noodlottige verzanding zou kunnen plaats hebben. Evenwel blijft de economie steeds de factor, die uiteindelijk den toestand beheerscht en die steeds noodzaakt zooveel mogelijk met de natuur mede te werken en zoo weinig mogelijk daartegen in te gaan. Het is in het algemeen wel denkbaar, dat een haven of een steiger wordt verlaten, omdat baggeren te kostbaar zou worden of omdat de natuur elders voordeeliger kansen zou bieden.

Indien men met groote natuurkrachten, als de getijstroomingen en de daardoor veroorzaakte zeezand- en zeeslibdrift heeft te doen, krachten, die in staat bleken het lage deel van ons land zoowel te vormen als te vervormen, spreekt het vanzelf, dat men deze, zooals van Mierlo terecht schrijft, grondig dient te kennen.

Fig. 2 geeft een overzicht van de gebieden, waar het rivierzand en het zeezand — het zoogenaamde zoet-zand en zout-zand— in onze benedenrivieren in beweging

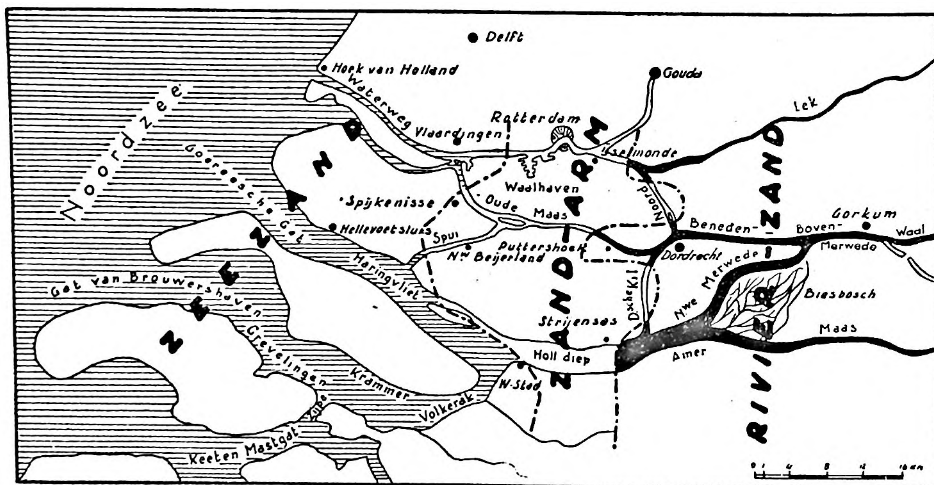


Fig. 2. Rivier- en zeezand in onze benedenrivieren.

verkeeren (VAN VEEN 191, 1933). Het rivierzand komt niet veel verder dan Krimpen, Puttershoek of Barendrechtsche brug en Moerdijk; het zeezand vindt zijn bovenwaartsche grens bij Schiedam, Spijkenisse, Tien Gemeten. Daartusschen is de van nature bevoordeelde strook, waar slechts weinig of geen zand in het water aanwezig is en waar o. a. de havens van Rotterdam worden aangetroffen. Niet algemeen bekend is, dat het Volkerak een zoutwater-aanvoerende stroom is, die ook zeezand naar het Haringvliet voert. Havenaanleg in het met slib en zand bezwangerde zeezandgebied moet steeds als een gevaarlijke onderneming worden beschouwd, hoewel ook in de overige gebieden soms minder goede resultaten worden verkregen, omdat het slibgevaar zelfs voor het zandarme gebied aanwezig is.

De reden waarom het zeezand in een zoetwaterafvoerende rivier als de Rotterdamsche Waterweg (de afvoer bedraagt niet minder dan 40 % van het Rijnwater, het Haringvliet voert 50 % af) ver landwaarts kan worden gebracht is als volgt te verduidelijken.

Fig. 3 geeft den aard der zandbeweging, welke door getijstroomen wordt veroorzaakt, schetsmatig aan. Het zand begint bij een critische beginselsnelheid van het water *a* in beweging te komen, komt weder tot rust wanneer de critische eindsnelheid *b* bereikt is en beweegt zich dus met de eb en vloed heen en weer. Het verschil in grootte der geharceerde oppervlakken geeft de maat en de richting aan, waarin het zand zich uiteindelijk beweegt. In het zeezandgebied overweegt doorgaans het vloedoppervlak.

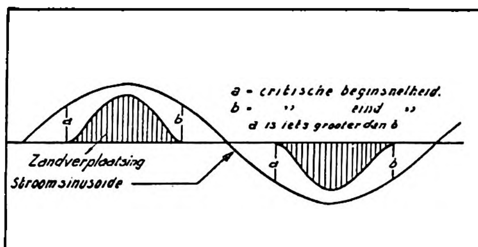


Fig. 3. Schema der zandbeweging bij getijstroomen.

Niet de totale hoeveelheden stroomend water bepalen de grootte en richting der zandstroomen, doch de stroomen nabij den bodem. Door de soortelijk-gewicht-verschillen in den mond werkt de vloed voornamelijk bij den bodem, terwijl de eb hoofdzakelijk de hoogere lagen gebruikt.

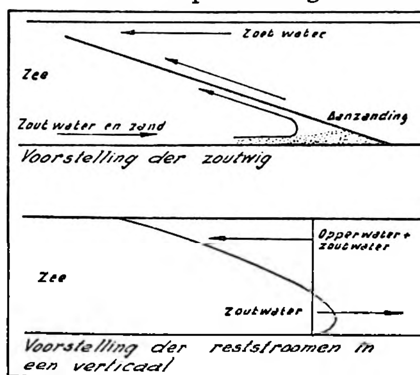


Fig. 4. Schematische voorstelling van de stroomingen veroorzaakt door verschillen in soortelijk gewicht in riviermonden.

Een oppervlakkig inzicht in de vooral in het buitenland nog niet algemeen bekende en toch zoo belangrijke werking der verschillen in soortelijk-gewicht verkrijgt men door de volgende beschouwing. Men denke zich de getijbeweging tot rust gekomen; het zoete, soortelijk lichte water stroomt dan over het zoute, zwaardere zeewater, dat een wigvormige gedaante aanneemt, naar buiten. Daarbij treedt in de grenslaag wrijving en menging op (fig. 4), zoodat een deel van het zoute water in den vorm van brakwater naar zee wordt vervoerd. Voor evenwicht is een zoutwaterstroom uit zee noodig, die ongelukkigerwijze veel zand meevoert. Het zoute water wordt telkens ververscht, doch het zeezand, dat niet opstijgen kan, blijft in de rivier achter. Een superpositie van de getijbeweging op dezen stroomingstoestand verandert aan het bovenomschreven beginsel weinig. De rest-stroomen nabij den bodem zullen in het brakwatergebied van een riviermond veelal landwaarts gericht zijn.

Een andere reden, waarom de vloedzandstroom kan overheerschen boven den ebzandstroom kan zijn gelegen in de hooge maxima der bodemstroomsnelheden tijdens vloed. Vooral de maxima hebben invloed, omdat het zandtransport evenredig is met de 4° à 6° macht van de bodemsnelheid.

Het is waarschijnlijk, dat ook de aanzandingen in de monden van rivieren als de Theems, de Seine, de Gironde, Elbe, enz., door zeezand worden teweeggebracht en niet door rivierzand. In het algemeen moet de landwaartsche grens van het brakke water worden beschouwd als de grens van het zeezandgebied, dat voor aanleg van havens en dergelijke is te mijden. Immers overal waar een druppel zout water kan komen, kan ook een korrel zeezand en zeker het zeeslib komen.

Voor een algemeen inzicht moge ten slotte nog de opmerking worden gemaakt, dat aanzanding duidt op een vermindering van den zandstroom, gelijk uitschuring op een toename daarvan duidt. De afname en de toename der snelheden van het water nabij den bodem bepalen de grootte der aanzanding of die der uitschuring, niet de snelheden zelve.

HOOFDSTUK II.

BEWEGING VAN VASTE STOFFEN IN DE HOOFDEN.

§ 5. KORTE BESCHRIJVING VAN DE OMSTANDIGHEDEN TIJDENS DE METINGEN.

De metingen omvatten een periode van 2 maanden in 1934 (12 Juni—13 Augustus) en voorts nog eenige weken van Augustus 1935.

De direkte leiding der metingen berustte veelal bij den ingenieur W. C. ENGELEN.

De weersgesteldheid was over het algemeen goed. Slechts gedurende drie dagen was de „Oceaan" niet in staat te meten, daar op deze dagen stormen voorkwamen met windsnelheden van over de 20 m per seconde. Overigens bleek de golfslag in dit gebied niet bijzonder sterk te zijn, gelijk reeds Caesar indertijd heeft opgemerkt. De kusten schijnen hiervoor te dicht bij elkaar te liggen. Bij noordelijke winden is de deining het sterkst, zooals Caesar bij zijn overtocht naar Brittannië eveneens ervoer.

Het zicht was op eenige uitzonderingen na tamelijk slecht. Bij oostelijke winden heeft men een behoorlijke kans om van den eenen oever naar den anderen te kunnen zien, dus over een afstand van ruim 33 km, doch dikwijls bedroeg het zicht nog geen 15 km.

Des nachts is het regel, dat de vuren van Gris Nez, Dungeness en Zuid Voorland over meer dan 35 km kunnen worden waargenomen. Des morgens in de vroegte en op den laten avond was het gewoonlijk helderder dan midden op den dag.

Wegens den bijna voortdurenden nevel werden moeilijkheden ondervonden met het bepalen van het profiel Gris Nez—Zuid Voorland. Hoewel dit slechts 4 uren behoefde te vorderen, moest de profielbepaling eenige malen, wegens het plotseling opkomen van den mist worden afgebroken. Daarbij kwam, dat een dergelijk breed profiel door ons nog nimmer tevoren bepaald was en dus niet onmiddellijk de meest juiste methode werd gevolgd. Deze bleek te bestaan in het gebruik maken van het zoeklicht der Fransche Marine op Kaap Gris Nez. De vizierlijn van den zich op dit zoeklicht bevindenden kijker werd op den vuurtoren van Zuid Voorland gericht, terwijl met het zoeklicht seinen werden gegeven. Indien de „Oceaan" te ver zuidelijk afdreef, werden korte lichtseinen gegeven, indien zij te noordelijk kwam lange. Indien zij precies in de raai voer werd het licht ongestoord uitgezonden. Op deze wijze bleek het zelfs midden op den dag uitstekend mogelijk de „Oceaan" binnen afwijkingen van ± 20 m in de raai te houden. Deze afwijkingen konden worden geschat in den kijker, daar de breedte van de „Oceaan" een bekende grootheid was. Toen de geheele raai tot op 2 km na was uitgevaren, verdween het zicht plotseling, zoodat deze laatste rest naderhand afzonderlijk vanaf den Engelschen oever werd gelood. Nadien was tijdens onze aanwezigheid in het Kanaal de lucht nimmer doorschijnend genoeg om de meting te herhalen en bepaald noodig was dit ook niet.

Technische moeilijkheden van anderen aard werden feitelijk niet ondervonden. In de diepste gedeelten van de Hoofden, waar de krachtigste stroomen werden aangetroffen, bleek de Ott-snelheidsmeter nog in staat goede waarnemingen te leveren. Dit moet echter als een grensprestatie worden beschouwd, daar de draad voor electrische geleiding een groote kracht van den stroom over een lengte van ± 70 m niet goed kan verdragen. Tijdens plotseling opkomenden wind werden de oscillatoren van het echotoestel, welke buitenboord en naar het bleek op te slappe wijze gemonteerd waren, afgerukt. Dit voerde tot eenig tijdverlies. Intusschen kon met de andere waarnemingen worden voortgegaan.

De grootste moeilijkheid bij dit soort van metingen is het gebrek aan tijd. Op het programma voor 1934 stonden slechts 2 maanden voor het onderzoek uitge-

trokken, daar de Nederlandsche kust reeds zelf zoovele vraagpunten biedt, dat niet meer tijd voor de Hoofden beschikbaar kon worden gesteld. En hoewel de hoofdzaken van het regime dezer zeestraat reeds spoedig duidelijk waren, zoo waren de bijzaken toch niet minder belangwekkend. Er dient natuurlijk een bepaalde grens gesteld te worden, doch in het algemeen verlaat men een terrein slechts noode, omdat het jammer is van de reeds vergaarde kennis geen gebruik te maken voor de verdere oplossing van de vragen, die men op het spoor is gekomen.

De metingen van 1935 hadden een aanvullend en toetsend karakter. Een der reizen naar de Hoofden had plaats in April onmiddellijk na een stormachtige periode, teneinde te weten te komen of deze stormen ook iets op den bodem hadden veranderd. Dit bleek niet het geval te zijn. Het terugkomen van de „Oceaan" naar Dover of Calais in 1935 kon betrekkelijk eenvoudig geschieden, omdat in dat jaar de mond van de Schelde werd onderzocht en daarbij tevens het Vlaamsche bankengebied werd verkend.

In het geheel werd in 31 punten de stroom- en zandbeweging bepaald (zie fig. 5). In het punt A werd gemeten tijdens een dood getij (76 % van het normale bedrag) en een zwakke wind uit het Zuidwesten. In punt B werd gemeten bij een tamelijk sterk giertij (116 %) en iets krachtiger wind uit het Zuidwesten, enz. In de aangegeven punten bij Gris Nez en de Varne waren nagenoeg steeds twee de-Vriesmeters uitgelegd. De overige dagen van de meetperiode werden besteed aan bodemonderzoek en karteering.

Fig. 6 geeft een voorbeeld van de meetgrafieken, zooals zij voor elken meetdag aan boord werden gemaakt. De zwaar getrokken lijn geeft de gemiddelde stroomsnelheid weer gerekend over de geheele verticaal (v_m); de streeplijnen de snelheden op 0,15 m en 0,50 m boven den bodem en de gestippelde lijnen het zandgehalte en het zandtransport, zooals deze met den zandgehaltemeter en den zandtransportmeter werden bepaald op gemiddeld 0,10 m + bodem. Voorts komen er enkele der verticaalstroomkrommen en de wind- en stroomrozen op voor, terwijl tenslotte nog gegevens betreffende het zoutgehalte, temperatuur en zeegang zijn aangegeven.

De tot normaal getij gereduceerde gegevens (zie § 13) werden van maanuur tot maanuur in den staat op blz. 28*a* verzameld. Met behulp hiervan is het mogelijk de stroomen vrijwel geheel te reconstrueeren.

§ 6. WAARNEMING VAN DE ZANDBEWEGING.

Zoodra met de onderzoekingen werd begonnen, werd de belangrijkste vraag, namelijk die omtrent de grootte van de zandbeweging in de Hoofden, het eerst onderhanden genomen. De metingen geschiedden op dubbele wijze met de twee verschillende instrumenten welke in hoofdstuk IX worden beschreven (zandvanger en zandgehaltemeter). Reeds onmiddellijk bleek daarbij, dat er vrijwel *geen zand* in het water nabij den bodem of hooger aanwezig was, zelfs niet bij de sterkste stroomen. Soms werden enkele korrels gevangen, die dan in de meetstaten met E. K. werden aangeduid, soms ook zeer geringe hoeveelheden uiterst fijn zand of organische stof.

In de raai Gris Nez (Zwartenes)—Zuid Voorland werd gedurende 18 getijen op verschillende plaatsen gemeten (zie fig. 7 en 8). Slechts in de onmiddellijke nabijheid van Gris Nez werd daarbij iets meer zand in het water nabij den bodem aangetroffen. Het maximum zandtransport was daar tijdens vloed 0,22 en tijdens eb 0,38 cm^3 per minuut en per dm^2 op gemiddeld 1 dm boven den bodem. Rekent men dat de breedte der zandhoudende laag 1000 m en de hoogte daarvan 2 dm was (deze laatste maat is uit de meting vast te stellen), dan komt men tot de volgende



TOELICHTING.
116 B
Meetpunt B met gemiddelde windrichting
3 = Minimum windkracht
6 = Maximum windkracht
Beaufort Schaal
116 = Getyverschil Dover in % t.o.v normaal getyverschil
Plaats van de getymeters
1°21',2 O.L. 1°35',2 O.L
50°59' N.B 50°52',7 N.B
Meetpunt der seriemetingen 1936
Deal
Goodwin
Zuid Goodwin
Falls
Sandettie
Sandettie (het Kliff)
Buiten Ruytingen
West Dyk
Riden de Calais
Monument
Vuurtoren Zd Voorland
Dover Castle
Folkestone
Varne
Ridge
Vuurtoren Calais
Quenocs
Sangatte
Monument Kaap Blanc Nez
Banc à la Ligne
Wissant
Tardinghem
Vuurtoren Kaap Gris Nez
Cran des Oeufs
Audrecelles
Ambleteuse
Bassure de Baas
Wimereux
114 U1
106 U2
104 V
107 D
76 A
116 B
118 W
110 S
129 D2
97 D3
E1
107 E2
66 X
105 T
92 F
88 Y1
105 Y2
106 Z
73 G
122 H
108 I
K
106
P 95
113 L
69 Q
123 M1
78 M2
125 M3
103 N
FIGUUR 5
MEETPUNTEN 1934-1935
MET GETIJVERSCHIL TE DOVER IN % EN WIND

Fig. 6. Voorbeeld voor een meetgrafiek (voor punt R).

hoeveelheden: bij vloed 80 l per getij of 60 m^3 per jaar; bij eb 140 l per getij of 100 m^3 per jaar. Deze bedragen zijn natuurlijk practisch van geen beteekenis.

Dat hier tot een eb-overschot werd gekomen is waarschijnlijk geen toevalligheid, doch een gevolg van den invloed der kaap Gris Nez. Er werd namelijk iets ten Noordwesten dezer kaap gemeten, zoodat de vloedstroom dit meetpunt slechts matig kon bereiken, terwijl de ebstroom juist bijzonder krachtig werd gevoeld. Daar voorts op de flank van de „Banc à la ligne" (een zandbank) werd gemeten, is het verklaarbaar, dat in dit meetpunt eenig in het water zwevend zand werd gevonden. Gemeend wordt, dat indien iets meer recht voor de Kaap was gemeten in het geheel geen zand in het water zou zijn aangetroffen.

Neemt men het gemiddelde van alle zandtransporthoeveelheden, welke in de raai werden gemeten, dan vindt men 3.4 cm^3/dm^2 tijdens een gemiddeld vloedgetij en 2.0 cm^3/dm^2 tijdens een gemiddeld ebgetij (gemeten op 0.10 m + bodem). Hierbij de metingen met den gehaltemeter mede in acht nemend, valt daaruit af te leiden, dat *door het geheele profiel der Hoofden ongeveer* $2^1/_4$ *m^3 zand tijdens een vloedgetij en* $1^1/_4$ *m^3 tijdens een ebgetij stroomt, of per jaar resp. 1600 m^3 en 1000 m^3. De jaarlijksche zandstroom in de Hoofden bedraagt volgens onze metingen dus ongeveer 600 m^3.* Zand kan men dit uiterst fijne en gedeeltelijk zelfs organisch materiaal echter nauwelijks noemen.

Tijdens een der stormachtige dagen was in punt D op 0.10 m + bodem, waar anders een zandtransport van 0.05 cm^3/dm^2/min. werd gemeten, het tienvoudige aanwezig. Dit toch nog zeer fijn materiaal werd bij de bovenstaande becijfering niet meegeteld, daar slecht bij vloedstroom kon worden gemeten.

In de fig. 7 en 8 werden de uiterst geringe hoeveelheden zandtransport weggelaten. Men kan deze verwaarloozen en als algemeene regel aannemen:

Slechts waar eenig zand op den bodem aanwezig was, kon zand in het water worden waargenomen. Deze regel werd reeds tevoren, naar aanleiding van metingen met de „Oceaan" in het zeegat van het Vlie, waar gedeelten van den bodem met steenen zijn bedekt, vermoed en door de nieuwe metingen thans bevestigd.

Op de zandbank Varne werd een tamelijk groote zandbeweging aangetroffen, hetgeen, in verband met de korrelgrootte van het zand dezer bank en de heerschende snelheden, niet te verwonderen viel. Deze zandbeweging was in verhouding tot die, welke wij nabij onze eigen kusten aantreffen, geheel normaal. Het verplaatste zand zal echter niet verder komen dan de grenzen van de Varne zelf, zooals nader zal worden duidelijk gemaakt. Op de Ridge (Vrouwenzand) en de Bassure de Baas, eveneens zandbanken, werd niet gemeten, daar de omstandigheden hier gelijk zijn aan die op de Varne.

Bij Calais werd gemeten in de ebgeul, zoowel als in de vloedgeul. Men onderkent deze geulen oogenblikkelijk aan de „paraboolduin"-vormen. Het meetpunt IJ ligt in de ebschaar, welke open is voor de ebstroomen, het meetpunt Z in de vloedschaar, welke open is voor de vloedstroomen. Reeds vooraf kon op grond van ervaring worden vermoed, dat in de ebgeul het ebtransport en in de vloedgeul het vloedtransport zou overheerschen. Inderdaad blijkt dit het geval, zooals uit de figuren 7 en 8 valt af te leiden. Er is hier een matig sterke aanvoer uit het noordoosten door de ebschaar en een afvoer naar het Noordoosten door de vloedschaar. De eerstgenoemde aanvoer veroorzaakt moeilijkheden, doordat de zuidwestpunt van de ebparabool er steeds verder naar het Zuidwesten door wordt verplaatst en de haven van Calais (Kåles) hierdoor dreigt af te sluiten. (Zie ook § 29).

Overigens mag uit de twee enkele metingen IJ en Z niet worden afgeleid, dat de totale zandbeweging voor een strook van 6 km onder de kust bij Calais bij vloed grooter is dan bij eb. Waarschijnlijk voert de ebgeul ongeveer evenveel zand naar het Zuidwesten als de vloedgeul naar het Noordoosten (zie hiervoor ook hoofdstuk VI).

MAANURENSTAAT VOOR DE GEREDUCEERDE STROOMSNELHEDEN.

TOELICHTING. A = getijverschil te Dover in % t.o.v. normaal getijverschil. Red. fact. = reductie factor gebruikt voor de reductie der stroomsnelheden (zie § 13). Z = zandtransport in cm³/min. per ½ dm² op 10 cm + bodem. R = gemiddelde stroomrichting in graden t.o.v. ware Noorden. W_r = windrichting. v_o = stroomsnelheid aan de oppervlakte in cm/sec. W_k = windkracht, Beaufortschaal. v_m = stroomsnelheid, verticaal-gemiddelde in cm/sec. v_b = stroomsnelheid op 0.15 m + bodem in cm/sec.

	Datum.	%		H.W. TE DOVER.							1 MAANUUR NA H.W. TE DOVER.						
		A	Red. fact.	R	v_o	v_m	v_b	Z	W_r	W_k	R	v_o	v_m	v_b	Z	W_r	W_k
A	22-8 '35	76	71	50	151	101	69	0,01	ZZW	1	50	122	100	62	0,01	ZZW	1
B	27-6 '34	116	119	55	106	100	54	0,07	ZW	5—4	50	118	103	59	0,07	ZW	4
C	7-8 '34	80	76	50	101	84	45	E K	NO	3—4	50	117	100	53	E K	ONO	4
D_1	25-6 '34	98	97	65	112	85	49	E K	NO	0	65	122	97	47	E K	ZZW	4
D_2	28-7 '34	129	135	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
D_3	9-8 '34	97	97	50	104	92	42	0,02	WZW	3—4	60	133	109	41	0,02	WZW	3—4
E_1	23-7 '34	81	77	45	71	62	22	E K	WZW	1	60	86	78	45	0,01	N	3
E_2	26-6 '34	107	108	45	74	65	27	E K	W	3—4	50	120	95	42	E K	WZW	3—4
F	24-7 '34	92	90	50	107	83	25	E K	W	2	50	129	96	33	E K	WZW	2
G	21-6 '34	73	68	—	—	—	—	0,04	—	—	45	171	121	36	0,07	W	1—2
H	28-6 '34	122	126	55	100	80	47	0	WZW	3—4	50	133	104	60	0	WZW	3—4
I	1-8 '34	108	110	45	81	69	23	0	ZW	3	50	112	95	30	0	ZW	3—2
K	14-6 '34	106	107	50	102	80	28	0,06	WZW	3	45	130	100	35	0,03	WZW	3—2
L	22-7 '35	113	116	40	98	66	26	0	W	4—3	35	135	98	35	0	W	3
M_1	31-7 '34	123	128	40	118	94	35	0,01	ZW	3	40	127	111	43	0,02	ZW	3—2
M_2	20-7 '34	78	74	—	—	—	—	0,03	—	—	40	156	130	77	0,07	ZZW	3
M_3	19-7 '35	125	130	35	139	115	52	—	ZW	4—5	35	149	128	53	—	WZW	5
N	15-6 '34	103	104	35	121	100	54	0,13	NO	4	45	106	96	43	0.09	NO	4
O_2	3-7 '34	106	107	35	28	25	21	0,03	ONO	3—4	30	59	49	23	0,36	ONO	4—3
P	21-8 '35	95	94	40	85	77	34	0	NO	2	45	101	89	34	0	ONO	2—3
Q	24-8 '35	69	63	30	86	58	17	0	W	3	35	114	78	28	0	W	4
R	28-8 '35	107	108	30	147	123	51	0,08	Z	—	30	143	121	48	0,23	ZZW	—
S	2-9 '35	110	112	55	—	65	—	0,32	WZW	5	—	—	—	—	—	ZW	6
T	3-9 '35	105	106	50	108	92	45	0	ZW	3	50	127	104	51	0,01	ZW	3—4
U_1	29-8 '35	114	117	50	59	53	28	0,02	ZW	3	40	104	90	48	0,03	ZW	4
V	4-6 '35	104	105	50	62	59	32	0	ZW	0	40	115	92	45	0,02	ZW	2
W	30-8 '35	118	121	60	73	59	34	0,07	ZZW	5	45	117	102	53	0,08	ZZW	4—5
X	23-8 '35	66	59	60	132	89	36	0	ZO	3—2	60	126	97	42	0	ZO	3—2
Y_1	26-8 '35	89	87	70	144	123	63	0,13	NNW	4—3	75	138	117	58	0,15	NNW	3
Y_2	10-8 '34	105	106	75	115	104	57	0,22	WZW	7	75	127	107	66	0,19	WZW	6
Z	25-7 '34	106	107	75	113	96	59	3,40	N	2	75	107	90	51	4,55	WNW	2—3

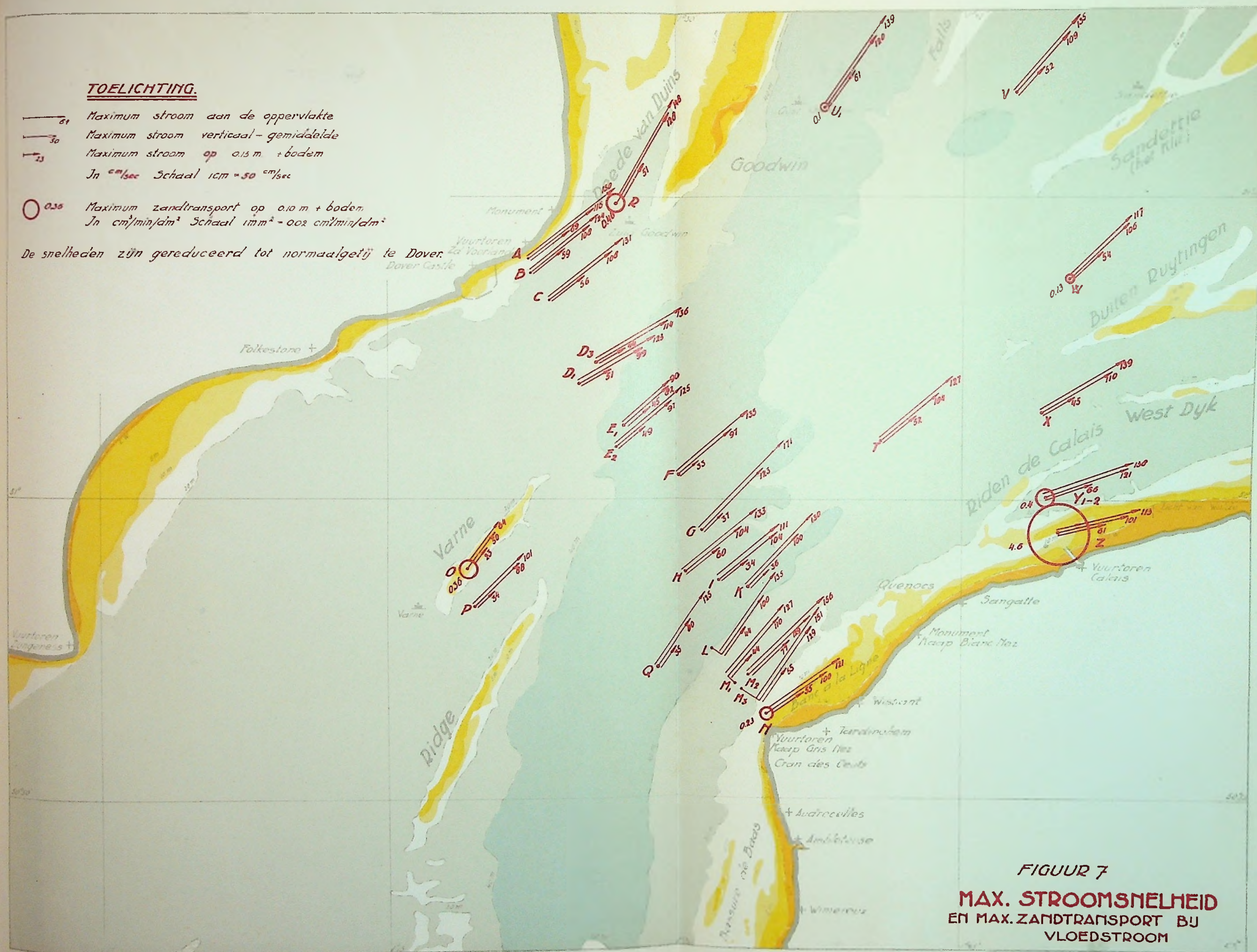
	Datum.	2 MAANUREN NA H.W. TE DOVER.							3 MAANUREN NA H.W. TE DOVER.						
		R	v_o	v_m	v_b	Z	W_r	W_k	R	v_o	v_m	v_b	Z	W_r	W_k
A	22-8 '35	45	73	56	38	E K	ZZW	2	55	16	10	5	E K	ZZW	2
B	27-6 '34	50	119	97	47	0,07	ZW	3—4	55	81	68	26	0,02	ZW	4
C	7-8 '34	50	118	97	32	E K	ONO	4	50	66	58	30	E K	ONO	4—5
D_1	25-6 '34	65	92	79	41	0,03	ZW	3	70	52	41	18	E K	WZW	2
D_2	28-7 '34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
D_3	9-8 '34	60	110	101	33	0,08	WZW	4	60	84	71	31	0,03	WZW	4
E_1	23-7 '34	55	85	74	26	E K	N	3	50	72	55	17	E K	NNW	3
E_2	26-6 '34	50	111	90	41	E K	WZW	3—4	55	92	71	23	E K	WZW	4—5
F	24-7 '34	45	124	87	30	E K	WZW	3—4	45	73	65	20	0	WZW	4—5
G	21-6 '34	45	146	109	36	0,01	W	1—2	45	86	60	20	E K	WZW	1
H	28-6 '34	50	99	85	41	0	WZW	3—4	50	76	67	32	0	WNW	5—6
I	1-8 '34	55	110	98	32	0	ZW	4—3	50	96	88	29	0	W	4—3
K	14-6 '34	50	102	94	36	0,03	WZW	3—2	—	—	—	—	—	—	—
L	22-7 '35	40	120	89	42	0	W	2	35	67	48	30	0	W	2
M_1	31-7 '34	45	110	95	36	0,02	ZW	3	40	66	64	21	E K	ZW	4
M_2	20-7 '34	40	115	105	50	E K	ZZW	3—2	35	75	57	24	E K	ZZW	2
M_3	19-7 '35	30	120	95	46	0	ZW	4	30	69	58	20	—	ZW	4—5
N	15-6 '34	20	25	24	11	0,06	NO	4	260	23	16	10	0,04	NO	4—3
O_2	3-7 '34	40	63	44	20	0,09	ONO	3—2	70	55	44	18	0,11	ONO	3
P	21-8 '35	50	89	72	34	0	O	2	55	69	67	29	E K	ZZO	0
Q	24-8 '35	40	123	78	35	0	W	4	40	92	58	23	0	WZW	3—4
R	28-8 '35	30	110	103	40	0,04	ZZW	—	35	65	57	26	0,03	ZZW	—
S	2-9 '35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
T	3-9 '35	50	110	100	43	0	ZW	4	50	71	67	28	0	ZW	3
U_1	29-8 '35	35	139	114	61	0,05	ZW	5	35	118	98	49	0.07	ZW	5—4
V	4-6 '35	40	135	107	52	0,01	ZW	2—3	40	104	93	33	0,02	WZW	3—2
W	30-8 '35	55	96	87	44	0,13	ZZW	5	50	79	70	38	0,03	Z	5—4
X	23-8 '35	65	105	84	42	0	ZO	0	60	58	45	18	0	ZZO	1
Y_1	26-8 '35	70	98	87	52	0,05	N	3	75	55	48	17	E K	N	3—2
Y_2	10-8 '34	90	107	92	52	0,19	ZW	8	70	74	66	35	0,28	ZW	8
Z	25-7 '34	75	76	67	37	0,37	W	3	80	42	39	21	0,09	W	3—4

	Datum.	4 MAANUREN NA H.W. TE DOVER.							5 MAANUREN NA H.W. TE DOVER.						
		R	v_o	v_m	v_b	Z	W_r	W_k	R	v_o	v_m	v_b	Z	W_r	W_k
A	22-8 '35	270	33	29	14	E K	ZZW	1	230	74	62	28	E K	OZO	0
B	27-6 '34	20	31	28	14	0,02	WZW	5	260	21	19	15	0,02	WZW	5
C	7-8 '34	45	23	22	10	0	ONO	5—4	235	42	34	14	0	ONO	5—4
D_1	25-6 '34	90	7	5	4	0	ZW	2	215	32	26	18	0	ZW	3—2
D_2	28-7 '34	—	—	—	—	—	—	—	230	22	20	18	—	W	6
D_3	9-8 '34	80	46	34	16	0,02	WZW	4	205	13	10	5	0	WZW	4—3
E_1	23-7 '34	45	26	23	9	E K	NNW	3	225	27	19	12	0	NNW	1
E_2	26-6 '34	65	50	42	19	0	WZW	4—5	135	5	5	2	0	WZW	5—6
F	24-7 '34	45	24	22	6	0	WNW	4	210	14	13	4	0	W	4
G	21-6 '34	125	13	7	3	0,01	WZW	3	210	33	30	23	0,03	WZW	4—5
H	28-6 '34	45	35	33	16	0	NW	2	235	2	1	1	0	ZW	2—3
I	1-8 '34	45	44	40	11	0	WZW	4—3	265	17	15	9	0	W	4
K	14-6 '34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
L	22-7 '35	25	24	14	10	0	NW	0	230	39	34	11	0	NO	0
M_1	31-7 '34	20	44	23	9	E K	ZW	3	250	31	27	10	0,03	ZW	5
M_2	20-7 '34	—	0	0	0	0	—	0	220	85	78	38	E K	Z	0
M_3	19-7 '35	—	0	0	0	—	ZW	4—5	225	79	62	25	—	WZW	3
N	15-6 '34	230	49	38	20	0,03	NO	3	210	72	67	32	0,19	NO	3—4
O_2	3-7 '34	135	11	10	5	0,01	ONO	3	210	40	31	19	0,32	ONO	2
P	21-8 '35	100	11	7	5	0	ZZO	1—2	210	51	38	16	0	ZZO	2—3
Q	24-8 '35	45	62	34	8	0	WZW	4	110	22	14	—	0	WZW	4
R	28-8 '35	40	19	15	6	E K	ZZW	—	195	22	20	9	E K	ZW	3—4
S	2-9 '35	—	—	—	—	—	—	—	35	31	23	7	0,50	ZZW	4
T	3-9 '35	45	28	25	9	0	ZW	3	260	28	25	10	0,02	ZW	4
U_1	29-8 '35	35	85	70	24	0,03	ZW	5—4	30	35	31	13	0,02	ZW	5
V	4-6 '35	45	57	54	25	E K	W	0—1	20	11	9	7	E K	ZZW	3
W	30-8 '35	40	37	32	24	0,01	Z	4	335	13	11	3	0	ZO	5
X	23-8 '35	50	24	16	5	0	OZO	1	255	31	16	9	0	ZZO	1—2
Y_1	26-8 '35	55	0	2	0	0	N	0—1	255	48	43	24	E K	N	0—1
Y_2	10-8 '34	70	34	30	9	—	WZW	9	—	—	—	—	—	—	—
Z	25-7 '34	180	4	3	2	0,05	W	3—4	—	—	—	—	0,14	W	4—5

	Datum.	%		6 MAANUREN NA H.W. TE DOVER.							7 MAANUREN NA H.W. TE DOVER.						
		A	Red. fact.	R	v_o	v_m	v_b	Z	W_r	W_k	R	v_o	v_m	v_b	Z	W_r	W_k
A	22-8 '35	76	71	225	128	89	48	E K	ZZW	0	235	138	111	62	E K	ZW	1—2
B	27-6 '34	116	119	220	74	66	28	0,02	WZW	6	220	97	84	44	0,03	ZW	4—5
C	7-8 '34	80	76	220	92	71	27	0	ONO	4	220	129	104	33	0	NNO	4
D_1	25-6 '34	98	97	215	83	70	35	0,02	ZW	0	220	121	101	48	0,04	ZW	2
D_2	28-7 '34	129	135	225	69	54	26	0,12	W	5	225	105	86	36	0,29	W	5
D_3	9-8 '34	97	97	220	68	58	24	0,02	ZZW	3—4	215	116	99	49	0,02	WZW	3
E_1	23-7 '34	81	77	210	74	50	28	0	NNW	1	210	109	99	43	0	ZZW	2
E_2	26-6 '34	107	108	225	40	33	15	0,01	WZW	5—6	215	77	70	30	E K	WZW	5—6
F	24-7 '34	92	90	230	53	48	22	0	W	4—5	210	100	83	39	E K	W	4
G	21-6 '34	73	68	200	106	91	47	0	WZW	4—5	210	164	131	23	0	ZW	4—5
H	28-6 '34	122	126	220	52	44	18	0	ZW	2	215	111	88	36	0	W	4
I	1-8 '34	108	170	210	58	53	26	0	W	4	220	114	89	41	0	W	4
K	14-6 '34	106	107	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
L	22-7 '35	113	116	220	97	80	33	0	WNW	0	225	150	121	52	0	ZW	0
M_1	31-7 '34	123	128	205	81	72	32	0,02	Z	6	205	123	103	33	E K	ZW	4—3
M_2	20-7 '34	78	74	215	144	123	49	E K	Z	0	210	173	145	68	E K	WZW	1
M_3	19-7 '35	125	130	215	120	97	47	—	ZW	3	220	135	111	60	—	ZW	4
N	15-6 '34	103	104	210	82	69	24	0,12	NO	2—3	205	79	70	23	0,19	NO	2—3
O_2	3-7 '34	106	107	220	65	57	28	0,47	ONO	2—1	225	74	61	35	0,75	ONO	0
P	21-8 '35	95	94	230	93	80	37	0	ZZO	2—3	230	124	103	45	0	ZZO	3
Q	24-8 '35	69	63	210	62	51	—	0	WZW	6—7	200	70	57	—	0	WZW	7
R	28-8 '35	107	108	205	82	73	27	E K	ZW	4	215	106	84	37	0,06	ONO	5
S	2-9 '35	110	112	175	27	19	8	0,09	WZW	5	225	58	53	19	0,05	W	6—7
T	3-9 '35	105	106	230	65	59	27	0	WZW	3—4	235	106	85	37	0	ZW	4—5
U_1	29-8 '35	114	117	320	17	15	4	0,02	ZW	4	215	73	67	32	0,03	W	3—4
V	4-6 '35	104	105	270	37	33	21	0	Z	3—2	230	84	77	36	E K	Z	3—2
W	30-8 '35	118	121	260	42	39	22	0	W	3	230	83	71	41	0,01	ZW	4—5
X	23-8 '35	66	59	240	76	67	31	0	Z	2	240	107	91	45	0	ZZW	2
Y_1	26-8 '35	89	87	245	107	89	44	E K	ONO	0	245	135	107	54	0,01	W	3
Y_2	10-8 '34	105	106	—	—	—	—	—	WZW	5	235	129	105	55	0,79	WZW	5
Z	25-7 '34	106	107	—	—	—	—	—	WZW	4—5	230	65	56	31	0,15	ZW	5

	Datum.	8 MAANUREN NA H.W. TE DOVER.							9 MAANUREN NA H.W. TE DOVER.						
		R	v_o	v_m	v_b	Z	W_r	W_k	R	v_o	v_m	v_b	Z	W_r	W_k
A	22-8 '35	230	132	107	58	E K	WZW	2—3	220	78	72	32	E K	ZW	3
B	27-6 '34	220	101	89	45	0,07	ZZW	4	230	78	75	37	0,03	ZZW	5
C	7-8 '34	220	137	114	49	E K	NNO	3—2	220	115	84	45	0	ONO	0
D_1	25-6 '34	220	110	86	50	0,04	ONO	1	220	83	68	32	0,02	ONO	0
D_2	28-7 '34	225	117	99	49	0,50	ZW	5—6	225	133	105	46	0,58	ZW	5—6
D_3	9-8 '34	215	137	115	72	0,05	ZW	4	220	128	114	55	0.02	ZW	4—5
E_1	23-7 '34	210	146	120	61	0	ZW	3	210	134	114	32	0	ZW	3
E_2	26-6 '34	210	117	96	44	E K	W	2	210	113	96	36	E K	W	2
F	24-7 '34	200	106	90	44	E K	N	2	205	69	66	26	E K	N	2—3
G	21-6 '34	200	174	141	33	0	ZW	5	195	136	95	23	0	ZW	5—6
H	28-6 '34	220	124	101	46	0	W	4	205	108	89	43	0	W	4—3
I	1-8 '34	215	127	109	45	0	WZW	4	215	119	96	40	0	ZW	4—5
K	14-6 '34	—	—	—	—	—	—	—	210	118	97	42	0,02	ZZW	2—3
L	22-7 '35	220	164	132	57	0	ZW	0	215	138	111	50	0	ZW	0
M_1	31-7 '34	205	133	110	42	0,03	ZW	3—2	205	112	92	32	0,01	ZW	3
M_2	20-7 '34	205	155	131	61	E K	NW	2	215	101	93	40	E K	NW	2
M_3	19-7 '35	225	133	111	58	—	ZW	4—5	215	104	91	40	—	ZW	4—5
N	15-6 '34	210	75	67	22	0,15	NO	3—4	210	51	46	16	0,07	NO	3
O_2	3-7 '34	230	87	66	37	2,75	ONO	0	230	74	66	28	1,40	ONO	0
P	21-8 '35	230	126	109	48	0	ZZO	3—2	230	93	77	33	0	ZZO	2—1
Q	24-8 '35	220	79	65	—	0	WZW	6—5	200	47	40	35	0	ZW	4—3
R	28-8 '35	210	97	83	44	0,02	Z	4	205	77	71	36	0,05	ZW	—
S	2-9 '35	220	104	80	35	0,04	W	6	220	100	78	31	0,01	WZW	6
T	3-9 '35	230	113	103	46	0,01	ZW	4—5	235	98	86	42	0,01	ZW	4—5
U_1	29-8 '35	210	128	105	46	0,04	W	4—3	210	154	126	67	0,09	WNW	3
V	4-6 '35	215	124	95	50	0,03	Z	0—1	220	127	108	55	0,03	Z	0
W	30-8 '35	230	112	88	60	0,02	ZZW	5	220	105	89	52	0,23	ZZW	5—6
X	23-8 '35	240	111	89	44	0	W	3	240	81	64	29	0	NNW	3—2
Y_1	26-8 '35	245	143	133	60	0,10	NNW	4—3	250	106	96	45	0,03	NNW	4—3
Y_2	10-8 '34	230	138	114	61	0,25	WZW	5—6	240	131	108	53	0,57	WZW	5—6
Z	25-7 '34	230	55	46	32	0,18	ZW	5	235	37	33	16	0,04	ZW	5—4

	Datum.	10 MAANUREN NA H.W. TE DOVER.							11 MAANUREN NA H.W. TE DOVER.						
		R	v_o	v_m	v_b	Z	W_r	W_k	R	v_o	v_m	v_b	Z	W_r	W_k
A	22-8 '35	—	0	0	0	0	WZW	2	55	85	65	27	E K	Z	2—1
B	27-6 '34	170	12	9	3	0	ZZW	5—4	70	76	64	32	0,03	ZW	5—4
C	7-8 '34	200	34	26	12	0	NO	4	55	40	36	26	0	NO	4—3
D_1	25-6 '34	235	30	17	5	E K	NO	0	60	51	47	29	E K	NO	0
D_2	28-7 '34	235	76	65	28	0,29	ZW	6	—	—	—	—	—	ZW	8
D_3	9-8 '34	230	60	54	20	0,02	ZW	5—4	55	29	27	14	0,02	WZW	4—3
E_1	23-7 '34	210	68	53	20	0	ZW	4—3	75	14	12	3	E K	W	2
E_2	26-6 '34	220	57	49	19	E K	W	2	50	17	16	11	E K	W	2
F	24-7 '34	—	0	0	0	0	N	0	45	53	45	13	E K	WNW	2
G	21-6 '34	235	50	47	16	0	W	6	—	21	—	4	0	—	—
H	28-6 '34	215	39	32	13	0	WZW	4—3	50	41	35	23	0	WZW	4—3
I	1-8 '34	215	55	48	26	0	ZW	4	100	28	22	9	0	ZZW	4—5
K	14-6 '34	210	47	42	17	0,03	ZZW	3—4	55	22	17	8	0	WZW	4
L	22-7 '35	230	63	55	30	0	WZW	0	40	17	13	4	0	W	2
M_1	31-7 '34	205	34	29	11	0	ZZW	4—5	50	48	42	16	E K	ZW	3
M_2	20-7 '34	255	21	16	7	0	NNW	1	55	79	68	36	E K	WNW	3
M_3	19-7 '35	175	34	28	13	—	ZW	4	45	90	77	30	—	ZW	4—5
N	15-6 '34	65	34	24	14	0,03	NO	3	60	106	94	53	0,23	NO	3—4
O_2	3-7 '34	245	61	50	16	0,09	ONO	3	265	6	5	2	0	ONO	3
P	21-8 '35	260	12	11	5	0	Z	0	30	43	37	17	0	O	2
Q	24-8 '35	210	47	44	14	0	WZW	2	90	35	31	9	0	W	2—3
R	28-8 '35	295	16	15	7	0,04	OZO	—	35	79	70	37	0,03	ZZO	—
S	2-9 '35	205	41	30	22	E K	WZW	6—5	70	40	29	14	0,01	WZW	5
T	3-9 '35	245	27	24	16	0	ZW	5—4	60	61	50	14	0	ZW	4
U_1	29-8 '35	205	96	80	38	0,05	WNW	3	360	3	2	0	0,03	W	3—4
V	4-6 '35	215	93	71	36	0,02	Z	0	75	6	4	2	E K	ZZW	0
W	30-8 '35	235	55	50	35	E K	Z	6—5	75	35	28	15	E K	ZW	5
X	23-8 '35	205	18	13	5	0	WNW	2—3	60	66	60	29	0	NW	3
Y_1	26-8 '35	245	37	33	11	0,01	NNW	3	70	67	62	33	E K	NNW	3—4
Y_2	10-8 '34	235	56	46	28	0,06	W	7	70	18	17	9	E K	WZW	6
Z	25-7 '34	90	19	13	5	0	NNW	2—3	75	84	76	44	0,74	NNW	2—3

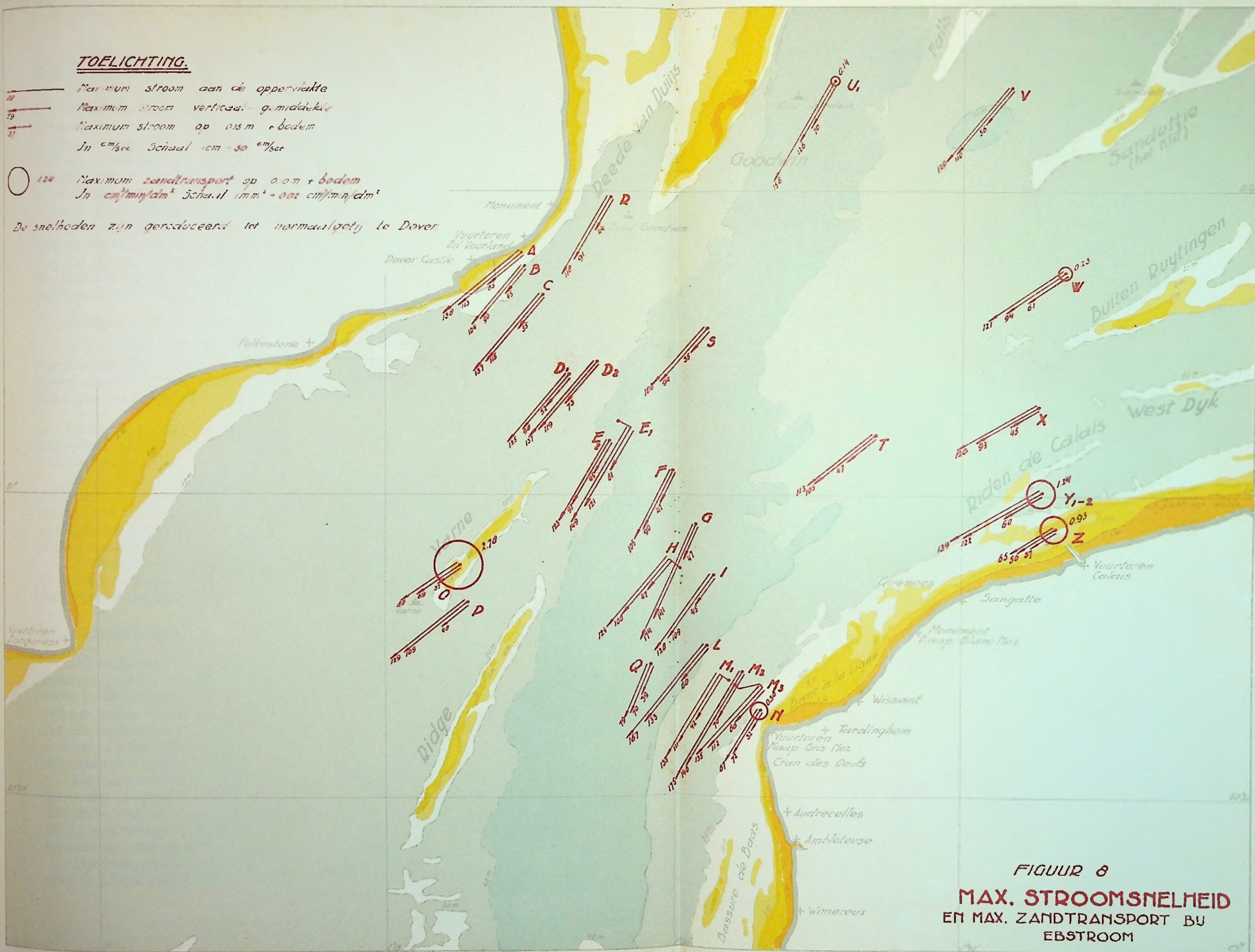


FIGUUR 7

MAX. STROOMSNELHEID EN MAX. ZANDTRANSPORT BIJ VLOEDSTROOM



FIGUUR 8
MAX. STROOMSNELHEID
EN MAX. ZANDTRANSPORT BIJ
EBSTROOM



FIGUUR 8

MAX. STROOMSNELHEID EN MAX. ZANDTRANSPORT BIJ EBSTROOM

De bij Calais waargenomen zandhoeveelheden zijn ten opzichte van die in onze eigen geulen betrekkelijk gering.

Op de figuren 7 en 8 zijn behalve de maximum-zandtransporthoeveelheden ook de maximumstroomen aangegeven, zooals zij bij normale getijen voorkomen en wel: *a.* voor de oppervlakte, *b.* voor het gemiddelde der geheele verticaal, *c.* voor den bodem (0.15 m + bodem). In verband met hetgeen door sommigen wel is aangenomen, namelijk dat de stroomen op grootere diepte ongeveer even groot zijn als aan de oppervlakte, moet er sterk den nadruk op worden gelegd, dat dit geenszins het geval is. Oppervlaktestroomen of gemiddelde stroomen mogen zeker niet worden betrokken op den bodem, zoodat beweringen als: „stroomen van 3 knoopen (1.50 m/sec.) kunnen steenen van een vuistgrootte meesleepen” e.d. verwerpelijk zijn, indien men met die stroomen slechts de oppervlaktesnelheden bedoelt of stroomen wier hoogte ten opzichte van den bodem niet juist is vastgesteld. Op hetgeen bodemstroomen wel kunnen doen zal nader in § 12 worden teruggekomen.

De algemeene conclusie, welke, hoewel negatief, toch belangrijk is, luidt alzoo:

In de Hoofden kon tijdens de metingen van 1934/35 *vrijwel geen zandbeweging worden waargenomen. Deze conclusie, die berust op ongeveer* 900 *meetcijfers, geldt uitsluitend voor de eigenlijke zeeëngte en niet voor de gebieden, welke verder ten noorden van de Hoofden liggen, noch voor de zandbanken nabij de Hoofden.*

De tot nog toe gangbare opvatting van een enorme zandbeweging door de Hoofden, welke door vele geslachten algemeen als juist werd aanvaard, moet dus als onjuist worden beschouwd.

Indien tijdens vloed- of eb eenig zand in het water aanwezig geweest was, zou dit tijdens de kenteringen tot neerslag moeten komen en zou dit door ons bij het ophalen van bodemmonsters eveneens waargenomen moeten zijn. Nimmer kon een aanduiding in die richting worden gevonden, hoewel de begroeiing van den rotsbodem alle gelegenheid bood dit eventueel neergezegen zand te doen opmerken.

Hieronder zullen nog meerdere waarnemingen worden beschreven, welke alle in dezelfde richting wijzen, namelijk dat in het profiel der Hoofden geen noemenswaardig zandtransport plaats vindt, zelfs niet, of nauwelijks, bij storm.

§ 7. SLIBBEWEGING.

Dit onderwerp werd door ons niet grondig onderzocht, omdat hierover eenige Fransche gegevens beschikbaar waren, welke vertrouwen inboezemden en omdat het water in de Hoofden voor onze begrippen zeer helder was. Slechts nabij de kusten viel een zekere troebeling te bemerken; echter was deze nog lang niet zoo sterk als aan het meerendeel onzer kusten. Ook omdat het meten van slibgehalten zoo tijdroovend is (filtreering, drogen en wegen van het filtraat) werd van een regelmatige slibgehaltewaarneming afgezien.

De hierboven genoemde Fransche gegevens werden verzameld door PLOIX, die in zijn „Rapport sur la reconnaissance de Boulogne” (**136**, 1876) een gemiddeld slibgehalte van het water nabij Boulogne gaf. Dit gemiddelde was $12^1/_2$ gram per m^3 d.i. een volume-verhouding van 0,000.006, indien men 1 m^3 slib in luchtdrogen toestand op 2000 kg stelt.

Het onderzoek van het slibgehalte geschiedde daarbij niet door PLOIX zelf, maar door de „Ecole des Ponts et Chaussées” te Parijs. Deze laatste vond, dat ook eenig

zand in de monsters voorkwam. Blijkens onze ervaring zou dit niet wel mogelijk kunnen zijn. De monsters van Ploix zullen hoogstwaarschijnlijk van de oppervlakte zijn geschept en hoewel de plaatsen niet volkomen zuiver werden aangegeven, zoo blijkt toch uit de beschrijving voldoende, dat de meeste monsters niet onmiddellijk aan de kust werden genomen, doch verder in zee, d. w. z. op plaatsen met 15 à 30 m water. Hier kan aan de oppervlakte volgens onze onderzoekingen geen „zand" zweven.

Ten einde hierover uitsluitsel te verkrijgen, werden een drietal monsters genomen buiten de haven van Boulogne, waarbij het gemiddelde slibgehalte van het oppervlaktewater bleek te zijn ⅓ (12 + 20 + 3) = 12 mgr per liter, dus toevallig vrijwel hetzelfde bedrag als het gemiddelde van Ploix. Dat dit toevallig is spreekt van zelf, indien men bedenkt, dat het slibgehalte afhankelijk is van den afstand uit de kust, van den golfslag en van het tij. De groote overeenstemming met het cijfer van Ploix was echter bevredigend.

Het maximum slibgehalte van 20 mgr/liter werd gevonden tijdens een flinke bries uit het westen in de lijn van den havendam welke thans wordt gemaakt, dus niet ver in zee en bij tamelijk sterken golfslag. Het minimum van 3 mgr/liter bij krachtigen bries uit het N. N. W. op grooteren afstand uit de kust. Beide werden bij ebstroom genomen.

Zandkorrels konden in deze monsters *niet* worden waargenomen. Het slib bestond geheel uit uiterst fijn organisch en anorganisch materiaal, zoodat als waarschijnlijk kan worden aangenomen, dat men indertijd eenige door droging aaneengebakken slibdeelen voor zandkorrels heeft aangezien. Ploix deelt mee, dat het „zand" en het slib door uitwassching zijn gescheiden. Dit zegt niet veel, omdat gedroogd slib soms niet meer in water „oplosbaar" is en zich dan als zand gedraagt.

Het slibgehalte van 0,000.006 (volume deelen) moge zeer bescheiden klinken, toch is dit, vermenigvuldigd met de enorme hoeveelheden water, welke door de Hoofden trekken, niet te verwaarloozen. Denkt men zich een jaarlijksch vloedoverschot door de Hoofden van 1700 milliard m³ water (zie Hoofdstuk III) en neemt men aan, dat het genoemde slibgehalte gemiddeld over $^1/_{10}$ van het doorstroomingsoppervlak aanwezig is (langs de kanten) en dat de slib geheel anorganisch is, dan komt men tot een jaarlijkschen aanvoer van rond 1 500 000 m³. Dit kan in werkelijkheid belangrijk meer, of ook belangrijk minder zijn, doch het geeft een begrip van de orde van grootte der slibhoeveelheden, welke van de Fransche en Engelsche kusten naar de Noordzee worden vervoerd. Hoewel de in de Noordzee zwevende slibmassa's natuurlijk veel grooter zijn, is dus de aanvoer uit het Kanaal geenszins zonder beteekenis.

Ter vergelijking dienen de volgende cijfers (volume-verhoudingen):

In den Scheldemond is het slibgehalte gemiddeld 0,000.170 (Waterstaatsmetingen 1933; ir. Klejnjan);

In den Wesermond 0,000.140 (Seyfert);

In den Boven Rijn (Pannerden) 0,000.027 (gemiddelde van 16 jaren C. Lely);

In de Maas (Maastricht) 0,000.052 (gemiddelde van 4 jaren C. Lely).

Vooral in den Schelde- en in den Wesermond is het slibgehalte dus zeer veel grooter dan bij Boulogne.

De totale jaarlijksche slibafvoer wordt door Lely voor den Rijn berekend op 2 600 000 m³, voor de Maas op 610 000 m³. Deze getallen berusten op een buitengewoon groote hoeveelheid meetcijfers (C. Lely. 112, 1886).

Het is van belang hierbij op te merken, dat Lely bij het onderzoek van deze zeer uitgebreide reeks waarnemingen in onze groote rivieren tot de gevolgtrekking kwam dat er *geen* zand in het rivierwater zweefde. Dit is dus in kennelijke tegenstelling met de bewering van Ploix. Aan de eene zijde onze weinig diepe rivieren met veel turbu-

lentie, waar geen zand in het water zou zweven, zelfs niet dicht bij den bodem — aan de andere zijde een rustige, ongeveer even sterke strooming, in zeer diep water, waar zelfs aan de oppervlakte zand zou zijn te constateeren in normale gevallen.

Noch de bewering van LELY, noch die van PLOIX kan als volkomen juist worden aanvaard. In onze rivieren zweeft behalve slib ook eenig vrij grof zand, zooals uit eenvoudige monstername valt af te leiden. In het nauwe deel van het Kanaal wordt bij den bodem, behalve enkele sporadische zandkorrels, geen of uiterst weinig zwevend materiaal aangetroffen, zoodat men dit op grootere hoogte zeker nog veel minder kan verwachten.

De vraag, *wat is slib en wat is zand* brengt mogelijk de oplossing. In een microscoop zijn beide materialen niet scherp van elkaar te scheiden. Door ons wordt, in navolging van vele anderen, een grens van 20 micron aangenomen, doch ver beneden deze grens vindt men nog zeer veel korrels, die de een met „zand" de ander met „slib" kan betitelen. Het is mogelijk, dat Prof. OUDEMANS, die de door LELY beschreven riviermonsters indertijd onderzocht, een veel hoogere grens dan 20 micron heeft aangenomen en de „Ecole des Ponts et Chaussées" een lagere grens.

§ 8. BODEMONDERZOEK.

A. Eigen onderzoek. De bodemmonsters, welke in de Hoofden werden genomen toonden aan, dat de bodem voor het overgroote deel bestond uit groote en kleine steenen, welke meestal begroeid en hoekig waren. Door deze begroeiing was het mogelijk de steenen, die aan de oppervlakte hadden gelegen, te onderscheiden van die, welke een iets lagere ligplaats gehad moeten hebben. De aanrakingspunten van de oppervlaktesteenen met de onderliggende waren dikwijls goed te onderkennen, omdat daar de begroeiing ontbrak.

In de diepere lagen was doorgaans eenig zand tusschen de steenen aanwezig. De oppervlakten der banken bestonden geheel uit zand. (Zie figuur 9).

De steenmonsters werden onderzocht door den Rijks Geologischen Dienst (Directeur Dr. P. TESCH) te Haarlem. De zandmonsters door Prof. Dr. C. H. EDELMAN en diens assistent Dr. J. A. BAAK (3, 1936) te Wageningen. Dit zandonderzoek geschiedde hoofdzakelijk voor de zware fracties dezer zandmonsters.

Dr. P. TESCH heeft op de Vergadering van het Natuur- en Geneeskundig Congres te Leiden (1935), waar deze monsters ter sprake kwamen, de opmerking gemaakt, dat zij in vele gevallen eenig zand bevatten. Dit is betrekkelijk juist, doch voor iemand, die deze monsters niet heeft zien ophalen, mogelijk verwarrend. Het zand, voor zoover niet genomen van de zandbanken of andere zanddepôts, lag in de poriën tusschen de steenen, zoodat onderzoekers dezer monsters niet zoozeer aan recent verplaatst zand moeten denken, dan wel aan zand, dat practisch niet door de stroomen bereikt kan worden.

De hoeveelheden zand, welke in onze verzameling monsters voorkomen, zijn bovendien in het algemeen niet een maat voor het zandgehalte van den bodem, omdat vaak naar verhouding te veel zand moest worden verzameld met het oog op het onderzoek daarvan door Prof. EDELMAN en Dr. BAAK. Bovendien konden de groote steenen niet worden bewaard, omdat deze te veel ruimte zouden innemen, zoodat ook hierdoor de monsters een te „fijnen" indruk moeten maken. Van elke steensoort werd zooveel mogelijk een exemplaar bewaard.

De onderzoekingen welke hier te voren voor de tunnel- en brugplannen waren verricht geven vrijwel hetzelfde beeld van een steenachtigen bodem, dat ook door ons werd gevonden. De hydrografische kaarten geven op de meeste plaatsen rots en grind aan, doch overigens ook nog vrij veel zand. Hierbij moet worden opgemerkt, dat

de op deze kaarten aangegeven bodemgesteldheid indertijd (± 1848) zal zijn vastgesteld met behulp van een lood, waarvan de onderkant met vet was ingesmeerd. Het spreekt vanzelf, dat men hiermede geen behoorlijke steenen kan bovenhalen en dat men aldus tot „zand" komt, ook waar dit nauwelijks te vinden is.

Fig. 9 geeft een overzicht van de bodemgesteldheid, zooals die door ons met behulp van grijpers werd bepaald. Er werd hierbij onderscheid gemaakt tusschen „overwegend zand" (geel) en „overwegend steen" (blauw). Evengoed als de steenmonsters soms wel eenig zand bevatten, bezaten de zandmonsters soms wel eenige steentjes. Op de banken vond men bijvoorbeeld door zeving soms een enkel plat, d. w. z. gemakkelijk te bewegen steentje van 2 tot 5 mm grootte, hetgeen als een maximum is te beschouwen. In de meeste gevallen bevatte dit bankenzand echter geen steenbrokjes, noch slib. Natuurlijk wel schelpgruis.

Voor de teekening werd als grens aangehouden een gehalte van ± 90% zand. Klei kwam slechts plaatselijk voor nabij de haven van Dover.

Behalve de genummerde monsters werden nog vele andere genomen, welke niet werden behouden, noch genoteerd of omschreven. Deze laatste monsters werden verzameld met de vlet ter nadere bepaling van de grenzen tusschen zand en steen. Hierbij bleek bijvoorbeeld dat de Varne en de noordelijke gedeelten der Ridge en der Bassure de Baas op een horizontalen steenachtigen bodem schenen te rusten. Zoodra de helling van de zijkanten der banken overging in het vrijwel horizontale vlak, veranderde namelijk ook de gesteldheid van den bodem van zand naar steen.

In de luwte van Kaap Gris Nez ligt de „Banc à la ligne", welke uit geel, slibvrij zand bestaat. Zij sluit zich aan tegen het Gardes-Quenocs gebied vóór Kaap Blanc Nez, dat als een „erosiestoep" is te beschouwen. De grondsoort van deze stoep is, zooals reeds LAROUSSE waarnam, geen wit krijt, gelijk het naburige materiaal van Blanc Nez, doch het hardere, oudere boven-Jura gesteente, hetwelk bij Gris Nez voorkomt. De „Gardes", die bij laag water op het zandstrand van Wissant (Witzand) en in zee te zien zijn, bestaan ook uit deze grauwe, harde steensoort.

Bij Kaap Gris Nez, en ten Zuiden daarvan, bezit de „côte de fer", zooals deze kust wel wordt genoemd, geen zandstrand, doch slechts enorme brokken harde steen. Ook op eenigen afstand uit deze kust kon geen zand worden gevonden, doch verder zuidwaarts gaande werden de steenen kleiner in omvang en werd bij „Cran aux Oeufs" reeds een weinig zand aangetroffen, vermengd met veel steenen. (Cran = plaatselijke naam voor steile kust).

De zandzône, welke op vele plaatsen langs de Noord-Fransche kust wordt aangetroffen, wordt dus door de „côte de fer" onderbroken.

De noordoostgrens tusschen „± 90 % zand" en „± 90 % steen" is niet scherp. De monsters der zandbanken Falls, Sandettie, Ruytingen, enz. bevatten uitsluitend zand, terwijl de eigenlijke zeebodem van zuid-west naar noord-oost steeds meer zand en steeds minder steenen gaat bevatten.

Vrijwel overal is een tamelijk groote hoeveelheid schelpen en schelpgruis in de monsters aanwezig.

B. Onderzoek in 1875 *en* 1890. Fig. 10 geeft in de eerste plaats een reproductie van de kaart van LAROUSSE, DE LAPPARENT en POTIER (**110**, 1875) welke werd gemaakt ten behoeve van de tunnel [1]).

---

[1]) Het zal velen niet bekend zijn, dat daadwerkelijk met deze tunnel werd aangevangen, zoowel bij het Shakespeare klif (Dover) als bij Blanc Nez. Bij wijze van proef werden aan beide kanten eenige kilometers onder zee gemaakt. Natuurlijk staan deze gangen thans vol water.

TOELICHTING.

Meer dan 90% rots en steenen

Meer dan 90% zand

> 90% rots en steenen

> 90% zand

Half zand, half steenen

Slib

Goodwin

Drempel van Duins

Falls

Sandettie (het Kliff)

Buiten Ruytingen

West Dyck

Riden de Calais

Varne

Ridge

Monument

Vuurtoren Zd. Voorland

Dover Castle

Folkestone

Vuurtoren Dungeness

Vuurtoren Calais

Sangatte

Les Quenocs

Monument

Kaap Blanc Nez

Wissant

Tardinghem

Vuurtoren Kaap Gris Nez

Cran des Oeufs

Audresselles

Ambleteuse

Wimereux

FIGUUR 9

BODEMONDERZOEK 1934–1935

De Engelsche verdeeling der geologische lagen is van boven naar beneden als volgt (Enkele Fransche namen staan daarachter):

1.	krijt met weinig organische stoffen.	
2.	„ „ organische stoffen en veel vuursteenen	craie blanche noduleuse (sénonien).
3.	„ „ weinig vuursteenen	craie marneuse.
4.	„ „ geen „	
5.	„ „ „ „ en weinig organische bestanddeelen	craie de Rouen = (cénomanien of craie glauconieuse).
6.	grijs krijt	
7.	„ „	
8.	„upper greensand”	
9.	„Gault”.	
10.	„Lower greensand”	sables verts.
11.	Weald Clay.	
12.	„ „ .	

De algemeene helling is naar het Noorden gericht. In het Zuiden, bij Gris Nez, ziet men de lagen 12, 11, 10, 9; in het Noorden bij Blanc Nez de lagen 7, 6, 5, 4 ... LAROUSSE, DE LAPPARENT en POTIER noemden de lagen 5, 6 en 7 „craie de Rouen”. Blijkbaar werden deze lagen het meest geschikt geacht voor tunnelbouw. De dikte der laag 4 t/m 7 werd gerekend op 102 m bij St. Margaret, op 105 m bij Calais en op 92 m bij Sangatte. De Quenocs werden bevonden te bestaan uit het hardere „lower greensand” (d. i. rots, geen zand).

Het monsternemen geschiedde in 1875 door middel van met lood belaste kleine buizen van 15 à 20 cm lengte en 20 à 22 mm middellijn en met een van weerhaken voorziene lans, die een weinig in den bodem kon doordringen. Hieruit zou volgen, dat het krijt op zeer geringe diepte onder de oppervlakte wordt gevonden. Met onzen grijper werd dit helaas nimmer geconstateerd.

Fig. 10 geeft voorts de meer uitgebreide kaart van RENAUD (149, 1891), welke ten behoeve van het ontwerp eener brug werd gemaakt. Hoofdzakelijk werden door hem met vrijwel dezelfde toestellen als van 1875 de meer zuidelijke gebieden onderzocht, terwijl hij de laag van de „craie de Rouen”, mogelijk abusievelijk „sables verts” genoemd, een weinig anders teekende dan zijn voorgangers. In het geheel werden door hem ± 400 „boringen” verricht. Onder „boringen” moet men hier ook niet meer dan een zeer oppervlakkige doordringing van den bodem verstaan van hoogstens enkele decimeters.

Merkwaardig is, dat RENAUD de Ridge (Colbart, het Vrouwenzand) en de Varne bedekt denkt met „zand, grind en rolsteenen”. Dit is onjuist, omdat de oppervlakten dezer banken slechts uit schoon zand bestaan van de korrelgrootte, welke bijvoorbeeld in de rivieren ter hoogte van Dordrecht wordt aangetroffen (± 250 micron).

De kern van de twee genoemde banken zou volgens RENAUD bestaan uit „portlandien”. „L'ossature du Varne et du Colbart est constituée par le terrain portlandien, mais ces bancs sont couverts d'alluvions: sable, gravier et galets. Partout ailleurs que dans le voisinage des bancs la masse d'alluvions est insignifiante”. Deze bewering, omtrent een harde kern in de banken, wordt door DANGEARD blijkbaar zonder nader onderzoek aanvaard.

Het mag worden aangenomen, dat RENAUD deze veronderstelling betreffende de kern van de zandbanken niet op direkte wijze uit de door hem verrichte „boringen” heeft afgeleid. De zandgolven, die op de banken hoogten van meer dan 5 meter bereiken,

zijn een bewijs, dat men de kern, zoo deze bestaat, diep onder de oppervlakte moet zoeken.

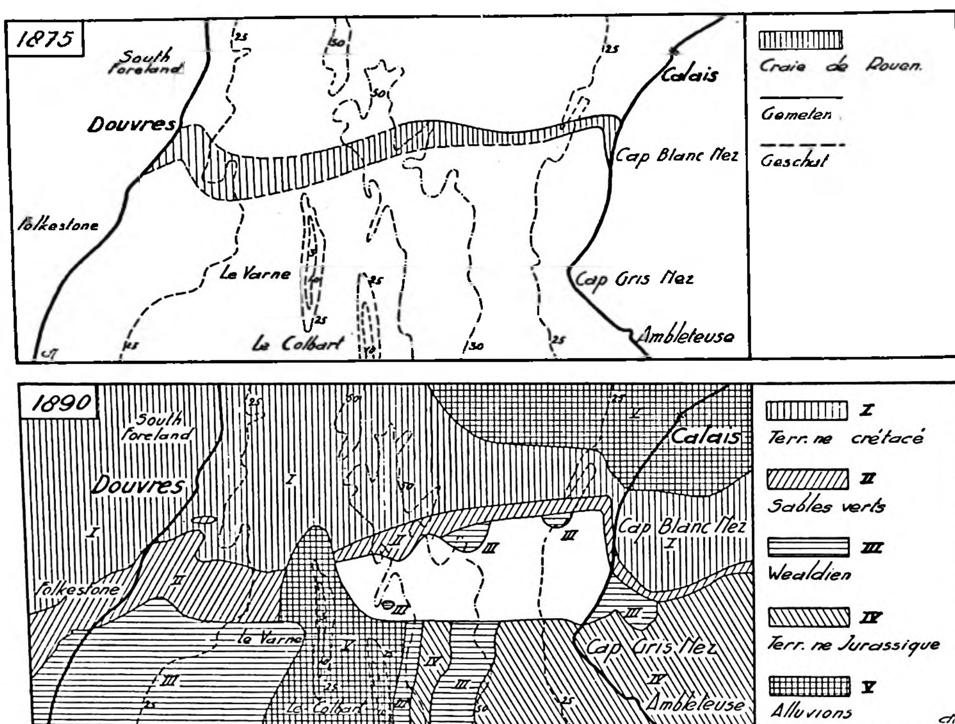


Fig. 10. Bodemgesteldheid in de Hoofden volgens onderzoekingen van 1875 en 1890.

Zoolang, inplaats van de zeer oppervlakkige „boringen" met lansen en bodemstooters, geen boringen van meer dan 20 m diepte in de Varne en in de Ridge beschikbaar zijn, zal deze quaestie niet definitief kunnen worden opgelost. Dezerzijds worden de beweringen van RENAUD in twijfel getrokken, o. a. omdat de gestrekte bankvorming een vrij algemeen verschijnsel is bij zandbanken in zee en omdat de steenachtige bodems ter weerszijden der banken weinig of niet verschillen in hoogte of in samenstelling en de zandbodem begint zoodra de min of meer horizontale bodem overgaat in de betrekkelijk steile flanken der banken.

Boven het peil der vlakke steenbodems werden nimmer keitjes of grind opgehaald noch van de flanken, noch uit de diepe kuilen der zandgolven.

Uit de registreeringen van het echotoestel bleek het nagenoeg steeds mogelijk vooraf te voorspellen, welk monster men van den bodem zou ophalen. Zandbodems met hun karakteristieke duinen of regelmatige zandgolven worden geheel anders geregistreerd dan rotsbodems met hun hoekige, onregelmatige vormen en deze weer anders dan bodems met steenen van ongeveer 1—5 cm grootte. Nergens werd op een bank een rotsbodem geregistreerd. Op een en ander zal nader worden teruggekomen (§ 28).

Waar in het bijzonder de aandacht op moet worden gevestigd is, dat RENAUD

de jonge sedimenten slechts teekent bij de banken Varne en Ridge (Colbart) en bij Calais. De rest der kaart is aangegeven als steenachtigen bodem. Wat dit betreft bestaat er dus betrekkelijk weinig verschil tusschen onze bevindingen (fig. 9) en die van RENAUD. Slechts namen wij de grens tusschen geel en blauw bij geringere korrelgrootte dan hij. Zoodoende werd de steengrond tusschen Varne en Ridge door ons als steen aangegeven, door hem als „alluvions".

Het in fig. 10 niet geharceerde gedeelte tusschen Varne en Gris Nez werd niet door RENAUD onderzocht.

C. Onderzoek van 1922—1927. Het door ons beoogde doel was niet zoozeer de kennis van den geologischen bouw van den zeebodem te weten te komen, dan wel gegevens te verzamelen voor de mogelijk geachte uitschuring van den bodem in de Hoofden. Daarom bezitten de waarnemingen van LAROUSSE c.s. en RENAUD, die juist den geologischen kant beschouwden en niet zoozeer de „alluvions", voor ons slechts betrekkelijke waarde. Wat dit betreft zijn de waarnemingen met de „Pourquoi Pas?" gedurende de jaren 1922—1927 voor ons van meer beteekenis.

Zooals de titel van het werk van DANGEARD (33, 1928) reeds aangeeft, onderzocht de „Pourquoi Pas" niet uitsluitend de Hoofden, doch het geheele Kanaal, terwijl het onderzoek niet alleen in geologische, doch ook in oceanografische richting geschiedde. DANGEARD onderscheidt (blz. 48) bodems bestaande uit rots waarvan stukken kunnen worden losgebroken, bodems aangetast door boormosselen, bodems met hoekige, losse steenen, enz. Door de begroeiing, kantigheid, enz. der steenen te bestudeeren komt hij tot bepaalde gevolgtrekkingen ten aanzien van hetgeen de stroomen zouden kunnen bewegen. Deze gevolgtrekkingen zijn weliswaar niet scherp omlijnd, doch zij geven een indruk, welke voor ons doel van waarde is. De grens schijnt volgens hem voor het Kanaal te liggen tusschen een steen van een vuistgrootte en die van een nootgrootte (blz. 46). Echter is het Kanaal zeer uitgestrekt en komen op sommige plaatsen aanzienlijk sterkere stroomen voor dan in de Hoofden. Dit is een zaak waarmede dus rekening moet worden gehouden.

Door de „Pourquoi Pas?" en ook door de „Oceaan" en door vroegere onderzoekers werden eenige vrij zware granietsteenen opgevischt in de Hoofden en in het zuidelijk deel der Noordzee. Deze zouden onmogelijk door de stroomen kunnen zijn verplaatst o.a. omdat zij veel te zwaar zijn en hun kantigheid veelal niet hebben verloren en de vraag was dus: Vanwaar komen deze?

Reeds in 1899 verkondigde HALLEZ de meening: „Men vindt (in de Hoofden en daar benoorden) kristallijne gesteenten, granieten, diorieten, porfieren, welke op die van Bretagne gelijken ...... Ik beschouw deze als te zijn aangevoerd in diluviale tijden door het kustijs". (79, 1899).

G. DUBOIS neemt ook aan, dat dit vervoer door ijsschotsen plaats vond en wel tijdens het Würmglaciaal of korten tijd daarna. (54, 1923).

DANGEARD sluit zich daarbij aan en vat op blz. 183 zijn opvatting nog als volgt samen (33, 1928):

„Het ijsdek van Engeland zal zonder twijfel niet de zuidkust bereikt hebben, doch het Kanaal zal een subglaciaal klimaat moeten hebben gehad, dat de kustafname, en dus de vorming en het transport van steenen bevorderde. Aldus is begrijpelijk dat exotische steenen door de kustijsschotsen werden aangevoerd".

Ook de onderzoeker der Noord-Fransche kusten BRIQUET (16, 1931, blz. 275) huldigt deze opvatting: „Het schijnt moeilijk in deze (exotische gesteenten) iets anders te zien dan erratica, die door drijvende ijsschollen werden vervoerd". Fig 11 geeft DANGEARD's kaartje van de richtingen, welke het ijs der Fransche kust moet hebben

ingeslagen. Men ziet er uit, dat de primaire gesteenten van Bretagne (Armorica) tot voorbij de Hoofden getransporteerd zijn geworden.

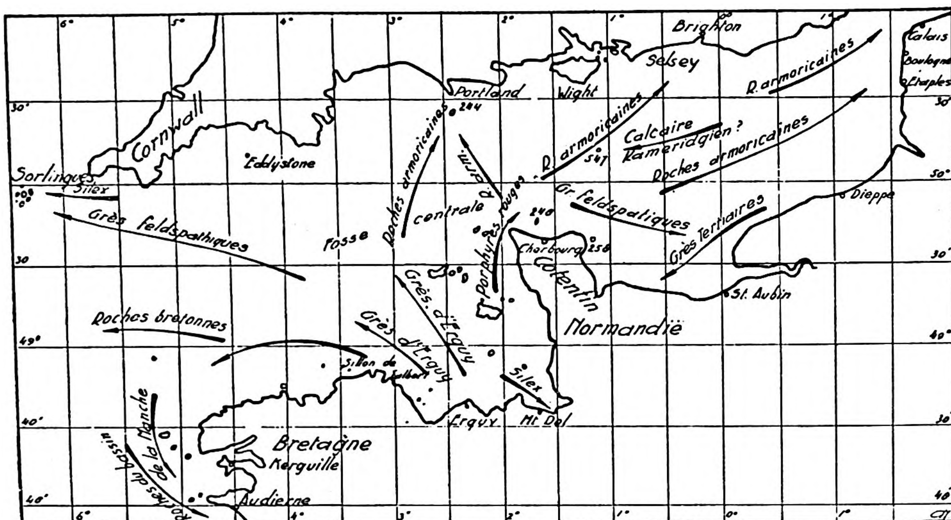


Fig. 11. Vervoer van kuststeenen door vroegere ijsschotsen volgens DANGEARD.

Dezerzijds kan natuurlijk niet worden ingegaan op den aard en de herkomst dezer steenen. Er wordt daarom aangenomen, dat zij inderdaad van westelijken oorsprong zijn.

§ 9. TEGENWOORDIGE VERPLAATSING VAN GRIND.

Het is noodig de opvattingen der hiervoor genoemde onderzoekers aangaande de mogelijkheid van tegenwoordig grindtransport nog nader aan een beschouwing te onderwerpen, vooral ook, omdat hier te lande wel eens den indruk is gewekt, dat de aanwezigheid van armoricaansche steenen in de Hoofden en in het zuidelijk deel der Noordzee zou wijzen op een nog heden voortgaand transport over den bodem van zuidwest naar noordoost van betrekkelijk groote steenen door middel van de huidige stroomen.

Blijkens de vorige paragraaf geven de onderzoekers HALLEZ, DUBOIS, DANGEARD en BRIQUET weinig steun aan deze opvatting. Slechts schijnt DANGEARD de mogelijkheid open te laten voor de beweging van steenen ongeveer ter grootte van een appel, noot of kleiner. Intusschen drukt hij zich hierover zeer voorzichtig uit: „De steenen ter grootte van een noot of een appel zijn, hetzij hoekig of rond, dikwijls aan alle zijden begroeid met algen (algues calcaires). Dit zou er op kunnen wijzen, dat zij met elk getij worden omgekeerd", (33, blz. 46).

Ook door ons zijn dergelijke steenen wel gevonden. Aan meer dan aan „*omkeeren*" kan men daarbij echter moeilijk denken. Immers indien van voortbeweging van eenige beteekenis sprake was, zou de teere begroeiing slijt- of beschadigingsverschijnselen moeten vertoonen, doch dit bleek nimmer het geval.

De vraag is hoe deze alzijdige begroeiing tot stand komt. Rust een steentje op een zand- of schelpgruislaag, waar kalkkokerwormen, algen en dergelijken gemakkelijk

in kunnen doordringen of is de algen- of wormenkolonie sterk genoeg het steentje, dat onder water betrekkelijk weinig gewicht heeft, op te tillen en daardoor ook de onderkant te bezetten? Veroorzaken de visschen, kreeften of zeesterren bij hun zoeken naar voedsel af en toe een omdraaiing? Dit alles schijnt wel mogelijk en een alzijdige begroeiing behoeft dus nog niet te duiden op een omkeering door den stroom. De kalkkokerwormen bouwen hun harde, slangachtige kokers zelfs aan de onderzijde van zware steenbrokken, die alle sporen vertoonen nimmer omgekeerd te worden. Ook zal men, gesteld dat inderdaad een alzijdige begroeiing van een steen ter grootte van een appel of een noot wijst op een omkeering door den stroom, hieruit nog niet mogen afleiden, dat kleinere steenen daadwerkelijk verrold zullen worden. Immers hangt dit ook voor een groot deel af van de oneffenheden van den bodem.

Om de vraag op te lossen, wat de grens is van de door de huidige stroomen nog te vervoeren vaste stoffen kan men tweeërlei weg volgen. In de eerste plaats kan de bodem nauwkeurig bestudeerd worden en kunnen uit de begroeiing en afronding der steenen conclusies worden getrokken; in de tweede plaats kunnen de bodemstroomen worden nagegaan, terwijl kan worden uitgemaakt wat de zoogenaamde kritische bodemsnelheden zijn, die deelen van bepaalde korrelgrootte en soortelijk gewicht in beweging brengen.

DANGEARD's opmerkingen, die uiteraard slechts berusten op de eerste methode d.w.z. uitsluitend op bodemonderzoek, getuigen van een scherpzinnig inzicht en in het algemeen zijn onze waarnemingen, welke meer berusten op de tweede methode, en dus grootendeels betrekking hebben op metingen van stroomen en transport van vaste stoffen, daarmede niet in tegenspraak. Integendeel, zij bevestigen zijn uitspraken en afleidingen en maken deze een weinig scherper omlijnd en meer gedocumenteerd.

Bij onze ± 900 waarnemingen inzake de verplaatsing van vaste stoffen in de raai van de Hoofden, werd *nimmer een steentje, hoe klein ook, in onze instrumenten aangetroffen*, terwijl de bodemstroomen, zooals die hier door ons werden gemeten, blijkens onze ervaring zeker niet veel meer dan grof zand, of, onder invloed van een zeer krachtigen golfslag, mogelijk een steentje ter grootte van een erwt of een boon zouden kunnen doen bewegen. De stroomen in de Hoofden zijn in vergelijking met die, welke in onze zeegaten voorkomen niet bijster sterk en ook de werking van den golfslag op den bodem van het Kanaal moet klein zijn in verhouding tot die, welke wij voor onze kusten aantreffen, omdat ten eerste de golven er betrekkelijk zwak zijn en ten tweede de diepte er veel grooter is.

Terecht wordt door DANGEARD aan de begroeiing der steenen een belangrijke plaats toegekend in zijn beschouwingen, hoewel hij erkent, dat vele groeisels in betrekkelijk korten tijd kunnen worden gevormd. Naast de teere, snel verloopende groeiprocessen staan echter meer duurzame, terwijl niet te vergeten is, dat men door deze begroeiing in staat is zich een denkbeeld te vormen van den aard der bodemoppervlakte, d.w.z. van de onderlinge plaats der steenen, van de ruwheid van het door deze steenen gevormde oppervlak en van de wijze, waarop de begroeiing de steenen aaneenkit en het leven aldaar beschermt of onderhoudt. Een dergelijke bodem maakt natuurlijk een geheel anderen indruk dan een steriele, bewegende grindbodem, gelijk die aan de Engelsche kusten onder invloed van den golfslag zoo veelvuldig voorkomt. Het verschil is ongeveer te vergelijken met dat tusschen een grasoppervlak en een stuifoppervlak.

Zooals DANGEARD aangeeft bestaat deze begroeiing uit algen, bryozoën, wieren, doodemansvingers, enz. Somtijds waren deze 10 cm hoog; een prachtig gevormde bryozoënkolonie, wat vorm en kleur betrof gelijkend op een versteende pioenroos, bezat eveneens die afmeting.

De 130 monsters, die door ons werden aangegeven in fig. 9 en de vele anderen,

welke niet werden aangegeven, vertoonden voor zoover het een steenbodem betrof, *vrijwel alle een begroeid oppervlak*. Daar het denkbaar was, dat tijdens de winterstormen de bodem als het ware zou zijn omgewoeld (heel waarschijnlijk leek dit in verband met de groote diepten niet) werd onmiddellijk na een stormachtige periode in April 1935 opnieuw een tocht ondernomen ten einde dit te toetsen. Gevonden werd daarbij, dat de begroeiing weliswaar iets minder weelderig was dan in den voorgaanden zomer — hetgeen op rekening van de koude van het winterjaargetijde moest worden gebracht — doch dat overigens geen verandering kon worden bespeurd.

Op blz. 172 van zijn meergenoemd boek wordt door DANGEARD de opmerking gemaakt, dat er strandsteenen met hun botsfiguren en sterk afgeronde vormen in het Kanaal en ook in de Hoofden voorkomen. Hij verklaart dit met de theorie omtrent het vervoer door diluviale ijsschotsen, of anders door het aannemen van vroegere, thans ondergedompelde stranden (galets morts).

Soms worden ook kleine onbegroeide steenen in de bodemmonsters aangetroffen. Het niet begroeid zijn, zoomede de somwijlen ronde vormen, zouden erop kunnen wijzen, dat zij kunnen worden verrold onder het thans heerschende regime der stroomen. Veelal is evenwel een andere verklaring meer aanvaardbaar, namelijk dat de steentjes onder de fijne stoffen, waarmede de holten tusschen de grootere steenen zijn opgevuld, bedolven zijn geweest en dus om die reden niet hebben kunnen begroeien. Gewoonlijk is dit wel bij het boven komen der monsters te zien.

Op blz. 195 beschouwt DANGEARD een drietal monsters, waarbij hij het volgende opmerkt:

Station 385 bij de zuidwestpunt van Bretagne, diepte 108 m: „Le sédiment normal est un sable moyen".

Station 388 ten Z. W. van Guernsey, diepte 53 m: „Grindkorrels tusschen 4 en 1 gram bezitten nog een begroeiing".

Station 406 vóór Boulogne, diepte 30 m: „c'est le sable très fin qui domine et qui représente le sédiment normal".

Zijn grofste zeef bezat een maaswijdte van 2,7 mm en hetgeen daar op bleef liggen zou volgens hem „tenminste voor een gedeelte oud en niet recent" moeten zijn. Ook wordt door hem gezegd: „Slechts in enkele gevallen schenen de steenen door de heerschende stroomen te worden verplaatst" (blz. 197), doch daarbij wordt niet medegedeeld waar dit het geval was, noch of de door hem genoemde enorme oppervlaktestroomen van 6 à 7 knoopen (3 à 3,50 m/sec.) hierop betrekking hadden. Waarschijnlijk moet men dit veronderstellen. In de Hoofden komen gemiddelde gierstroommaxima voor van 3 à 4 knoopen (oppervlaktestroomen). Langs de grindpunt van Dungeness, waar zich rolsteenen bevinden ter grootte van gemiddeld een ei en krachtige eb- en vloedstroomen trekken, worden deze rolsteenen niet door de stroomen, doch slechts door de branding verplaatst.

Inzake de korrelgrootte van materiaal dat nog juist door de stroomen in het *Kanaal* bewogen kan worden, neemt DANGEARD dus geen beslist standpunt in, doch uit zijn geschrift kan worden afgeleid, dat deze korrelgrootte ongeveer is: „kleiner dan een noot". Blijkens onze onderzoekingen, welke alleen betrekking hadden op de *Hoofden* — alwaar zwakkere stroomen voorkomen dan op andere plaatsen van het Kanaal — moet deze opvatting vrij juist zijn en ook niet in tegenspraak met de hierboven genoemde maat van een erwt of een boongrootte, geldende voor het profiel der Hoofden.

Worden echter inderdaad de vaste stoffen fijner dan een erwt of een boon door de Hoofden vervoerd? Ook dit kan op vele plaatsen als uitgesloten worden beschouwd om de eenvoudige reden dat deze stoffen daar vrijwel niet aan de oppervlakte van

den bodem worden aangetroffen. Slechts in de holten vindt men het fijne materiaal. Gesteld dat een steentje door den stroom zou worden voortgerold, dan moet het toch spoedig in de een of andere oneffenheid van den bodem tot rust komen.

De meeste kans op eenige verrolling bieden nog de tamelijk ondiepe grindbodems tusschen Varne en Ridge, welke door hun vlakheid een dusdanige beweging zouden bevorderen. Hier kan ook de golfslag misschien nog eenigszins werken, omdat de diepte er slechts $\pm$ 30 m bedraagt. Zelfs zou de genoemde vlakheid van den bodem mogelijk als een bewijs kunnen worden beschouwd, dat hier inderdaad soms eenige beweging — een soort schudding — is, of in vroegere tijden geweest is.

Met de door RÉNAUD aan het materiaal van dezen bodem gegeven benaming van „alluvions" kan dan ook eenigszins worden ingestemd, al moet daarbij het voorbehoud worden gemaakt, dat niet gedacht moet worden aan een regelmatige voortbeweging van grind, doch meer aan een mogelijke oprakeling bij storm van de fijnere deeltjes. Van een massale beweging van grind dwars door de diepwatergeul is geen sprake.

Wij moeten dus tot de gevolgtrekking komen, dat in normale omstandigheden tamelijk grof zand door de stroomen in de Hoofden vervoerd zou kunnen worden, doch dat, met uitzondering van een mogelijk geringe beweging van deeltjes kleiner dan een erwt of een boon gedurende een storm, van grindtransport geen sprake kan zijn. Behalve het zand, dat in de banken is verzameld, zijn echter weinig fijne stoffen in de Hoofden aanwezig. De deeltjes ter grootte van een erwt of een boon zijn eigenlijk ook niet aan de oppervlakte van den bodem beschikbaar, behalve in het grindgebied tusschen de Varne en de Ridge, waar inderdaad een zekere „schudding" tijdens storm niet geheel onmogelijk schijnt.

De voornaamste redenen voor deze gevolgtrekking samenvattend, vindt men:

1°. zandvanger en gehaltemeter brachten nimmer een groot of klein steentje aan de oppervlakte. Slechts uiterst sporadische hoeveelheden fijn zand en slib;

2°. de bodemstroomen, welke door ons werden gemeten, kunnen niet sterk genoeg geacht worden om materiaal grover dan matig grof zand (500 μ) te vervoeren;

3°. de begroeiing is zoodanig, dat de oppervlakte van den bodem daarmede bedekt schijnt, zelfs aan het eind van den winter (April 1935);

4°. de kantigheid van sommige steenen, zelfs kleine, duidt niet op een transport van eenige beteekenis. De aanwezigheid van afgeronde steenen kan met de theorie van het diluviale drijfijs of met die van de ondergedompelde stranden worden verklaard;

5°. de oneffenheden (kuilen) van den bodem zijn groot genoeg om een voortbeweging van kleine steenen te kunnen belemmeren.

In het algemeen kan worden ingestemd met den volgenden zin van BRIQUET (blz. 20) welke ongeveer overeenkomt met de conclusie van DANGEARD (blz. 212): „Comme agents d'érosion, les courants de masse mettent à nu la roche du fond, en enlevant les menus débris, qu'accumulent sur elle les organismes perforants qui l'attaquent", echter met de beperking, dat „la roche du fond" niet opgevat moet worden als een volkomen naakte rotsoppervlakte, doch als een grootendeels met steenen van verschillende grootte bedekten bodem, waarbij in de poriën eenig zand of ander fijn materiaal voorkomt.

Dat de bodem van zeeëngten is „schoongespoeld" door de stroomen (mettre à nu) is een bekend verschijnsel. De meeste zeestraten bezitten steenachtige bodems, evenals de meeste zeebekkens een zand- of slibbodem hebben. Onder „schoon-

gespoeld" wordt hier verstaan, dat de fijnere korrels, tot een bepaalde maat, van de *oppervlakte* van den bodem verdwenen zijn.

§ 10. STRANDDRIFTEN IN DE HOOFDEN.

Het in de voorgaande paragrafen beschrevene had uitsluitend betrekking op de eigenlijke zeestraat en niet op de stranden daarvan. Aldaar treden bijzonder werkzame krachten op, namelijk die der branding.

De verplaatsing van vaste stoffen door de branding tegen de kusten kan geschieden zonder de hulp van zee- of getijstroomen. De direkte oorzaak voor het voortbewegen van de strandmaterialen is de scheeve oploop der golven tegen het strand. Hierdoor beweegt zich dit in zigzagvorm langs de kust.

Langs de *Britsche* kust trok in vroegere jaren een grinddrift van west naar oost via Dover naar „Shingle's end", ten oosten van Sandwich. Deze drift vormde aldaar een „spit" of landtong, welke de oude Wantsum aan de oostzijde trachtte af te dammen om zich aan te sluiten aan Thanet, dat in Romeinschen tijd nog een eiland was (zie fig. 60).

Reeds sinds vele eeuwen was echter de punt van Dungeness (Oud-Ned.: „de Smak" of „de Singels") voor het grind een nauwelijks voorbij te komen hindernis, waarover naderhand meer zal worden medegedeeld. Hierdoor kon slechts een geringe hoeveelheid strandsteenen voorbij Folkestone en Dover trekken en zelfs deze werd onderschept door de later gebouwde havendammen van beide plaatsen. Vooral de haven van Dover is ver in zee uitgebouwd, zoodat de stranddrift daar niet om heen kan trekken. Aan de westzijde van deze havens hoopt het strandmateriaal zich daardoor een weinig op, terwijl aan de oostzijde de stranden „magerder" worden. Men denkt dat deze vermagering een toenemende afkalving van de krijtkust bij Deal tengevolge heeft gehad. Zandstranden komen tusschen Folkestone en Deal niet voor.

Langs de *Fransche* kust bestaat een stranddrift van zuid naar noord tot ongeveer Boulogne. Voornamelijk bestaat deze uit zand, doch hier en daar komen strandsteenen voor, terwijl verschillende kapen het zandstrand onderbreken.

Benoorden Ambleteuse is de drift, zooals BRIQUET aantoont, *van noord naar zuid* (zie fig. 12).

Kaap Gris Nez vormt een splitsingspunt, waarbij aan de zuidzijde een zuidwaarts gerichte en aan de noordzijde een oostwaarts gerichte stranddrift plaats heeft. BRIQUET bewijst het eerste door op te merken, dat de landtong of „poulier" aan den mond van het riviertje de Slack bij Ambleteuse (Hable Tul) en van de „Cran aux Oeufs" juist andersom gevormd zijn dan aan de meer zuidelijk gelegen kusten.

De opvulling van de kleine kustinhammen of „anses" benoorden en bezuiden Audrecelles (Oderzeel of Ouderzeel) geschiedde van uit het Noorden.

Bij Cran aux Oeufs heeft zich een betonindustrie gevestigd, die nogal eenig strandgrind verbruikt. Een afname van het strand is tot nog toe niet merkbaar, zoodat men aanneemt, dat de aanvoer ongeveer gelijken tred houdt met het verbruik. Het grind komt van een grindverzameling onder water in de nabijheid.

De kust bij Gris Nez bezit geen stranddriftmateriaal, noch boven, noch onder water en deze kaap is dus niet alleen als een onderbreking van de stranddrift te beschouwen, maar zelfs als een zoodanig vooruitspringende hindernis, dat de stranddrift ten zuiden ervan een omgekeerde richting volgde. Slechts nabij Cran aux Oeufs komt zooals gezegd langs de kust onder water eenig grind voor. Bij Gris Nez en de „Côte de fer" is alles hechte rotsgrond.

BRIQUET spreekt hier telkens van „courant côtier" en bedoelt daarmee de

stranddrift veroorzaakt door de branding. Deze „courant côtier" moet natuurlijk niet opgevat worden als te zijn een reststroom of „gain de jusant" van het water, doch als een drift van het strandmateriaal onder invloed van de branding. De reststroom van het water en de stranddrift hebben hier tegenovergestelde richtingen. De pijltjes, welke BRIQUET (fig. 12) aangeeft, zijn dan ook misleidend. Hij had deze in of nabij de kustlijn moeten teekenen en niet in het watergebied [1]). In de Hoofden is de deining vaak een kruising van de Noordzee- en de Kanaaldeining, waarbij de eerste schijnt te overheerschen.

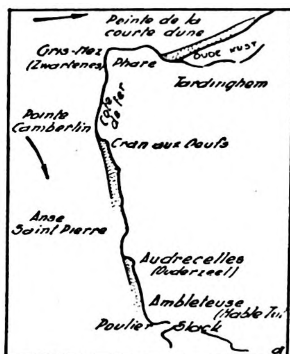


Fig. 12. Stranddriften ter weerszijden van Gris Nez (BRIQUET.) De pijlen moeten in de kustlijn worden gedacht.

Tusschen Gris Nez en Blanc Nez bestaat het breede zandstrand van Wissant (Witzand), en wel in den vorm van een fraaie kustboog. Bij Blanc Nez is, in tegenstelling met Gris Nez, eveneens een breed zandstrand aanwezig, dat echter zoo ondiep reikt dat de krijtondergrond hier gemakkelijk ontbloot wordt. Nabij Sangatte (Zandgat) wordt de kust vrij sterk aangetast, waardoor zich verder oostelijk eenige steenen op het strand bevinden. Ten oosten van de haven van Calais (Kàles) vindt men nagenoeg geen steenen meer.

In het algemeen zijn de onderzochte Fransche kusten zandrijker dan de Engelsche. Bij de laatste ontbreekt het zand op vele plaatsen geheel.

Ook voor de stranddrift moet dus tot de *gevolgtrekking worden gekomen, dat deze voor beide oevers de Hoofden niet passeert. Bezuiden Gris Nez bezit zij zelfs een zuidelijke richting.*

[1]) Zie echter ook: BRIQUET, Littoral du Nord de la France, blz. 246.

HOOFDSTUK III.

METINGEN BETREFFENDE DE STROOMSNELHEDEN IN DE HOOFDEN.

§ 11. STROOMVERTICALEN.

De snelheidsmetingen, welke aan boord van de „Oceaan" plaats vonden, werden steeds op 2½ m afstand van het vaartuig verricht, omdat anders de stroomen nabij de oppervlakte wegens de storende werking van het meetvaartuig niet zuiver zouden worden gemeten. Om de 2 meter diepte werden daarbij de snelheden in de geheele verticaal van het meetpunt bepaald. Het laagste punt waar de stroomen regelmatig werden gemeten lag op 0,15 m boven den bodem.

Door de gevonden snelheden grafisch uit te zetten als functie van de hoogte boven den bodem ontstaan de zoogenaamde *stroomverticalen*, en deze wijzen steeds opnieuw uit:

1°. dat gemiddeld de maximum stroom aan de oppervlakte wordt gevonden;

2°. dat de bodemsnelheden aanzienlijk kleiner zijn dan de oppervlaktesnelheden;

3°. dat de snelheden van boven naar beneden gemiddeld volgens een *parabool van de 5° orde* afnemen en dus de snelheidsgradiënt nabij den bodem bijzonder sterk is;

4°. dat hoofdzakelijk door verschillen in soortelijk gewicht van het water de snelheidsverticaal abnormaal kan worden.

Andere factoren, welke abnormale stroomverticalen kunnen veroorzaken zijn een oneffen bodem, dichtbij gelegen oevers, wind, en dergelijke. In onze bovenrivieren vindt men parabolen van de 6° à 10° orde, dus stroomverticalen, waarbij het verschil tusschen de oppervlakte en de lager voorkomende stroomen niet bijzonder groot is. In onze benedenrivieren is de normale strooming zeer sterk gestoord door de verschillen in het zoutgehalte.

In het algemeen heeft men dus de gevallen te onderscheiden welke in fig. 13 zijn afgebeeld.

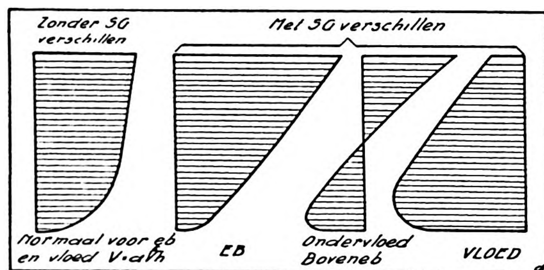


Fig. 13. Voorbeelden van normale en gestoorde stroomverticalen.

Velen nemen nog steeds aan dat de grootste stroomen iets beneden de oppervlakte voorkomen.

Reeds in 1879 kwam de ingenieur van den Rijkswaterstaat J. W. G. STIENEKER op grond van zijn zeer uitvoerige onderzoekingen tot de meening, dat voor onze bovenrivieren de grootste snelheden nagenoeg steeds aan de oppervlakte voorkwamen. Slechts in enkele gevallen was het maximum daar iets beneden en hij schreef dit toe aan onvolkomenheden van het meettoestel, aan stroomonrust en aan meting in de nabijheid van een steilen oever. Van veel belang is het niet of de grootste snelheden iets beneden het oppervlak worden gevonden dan wel juist aan de oppervlakte. In laboratoriumgoten en smalle rivieren schijnt het eerstgenoemde verschijnsel zelfs regel te zijn.

Bij de metingen met de „Oceaan" wordt, zooals gezegd, het maximum gemiddeld steeds aan de oppervlakte gevonden.

Wat de benadering der stroomverticalen door een parabool betreft, hiervoor bestaat nog steeds veel meeningsverschil. Velen nemen een kromme lijn aan welke den bodem snijdt, anderen een combinatie van kromme lijnen, welke den bodem raakt. Blijkens onze waarnemingen is echter een eenvoudige parabool met verticalen as te verkiezen boven andere lijnen.

In het Vlie en diens buitengeulen werden in 1933 ongeveer 200 stroomverticale met de „Oceaan" gemeten. Getracht werd een parabool te vinden, welke deze krommen benaderde. Het bleek dat deze den vorm

$$v = a \sqrt[5.2]{h}$$

bezat. Ongeveer dezelfde parabool werd thans ook voor de Hoofden gevonden, namelijk:

$$v = a \sqrt[4.9]{h}$$

terwijl de ingenieur van den Rijkswaterstaat I. L. KLEINJAN in 1934 voor de Schelde eveneens gemiddeld een parabool van de 5° orde vond.

In de uitdrukking voor den algemeenen vorm van een stroomparabool: $v = a \sqrt[q]{h}$ is v de snelheid op een hoogte h en a de snelheid op 1 m boven den bodem. Voorts is q de orde van de parool, terwijl $\frac{q}{q+1} = \gamma$, de volheidsfactor kan worden genoemd (zie fig. 14).

Blijkens de eigenschap van parabolen is γ de verhouding van de paraboolinhoud en de inhoud van het omvattend vierkant of ook de verhouding tusschen gemiddelde stroom v_{vert}, en oppervlaktestroom v_{opp}, dus:

$$\gamma = \frac{v_{vert}}{v_{opp}}.$$

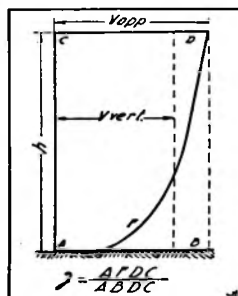


Fig. 14. Benaderende parabool $v = a \sqrt[q]{h}$ voor de stroomverticalen.

Van elken meetdag werden de stroomverticalen, welke gedurende het felste gedeelte van de eb en van den vloed werden gevonden, gemiddeld. Deze laatsten werden geteekend in de fig. 15 en 16, terwijl van elk de γ werd gevonden als quotient van het parabooloppervlak en het omschreven vierkant. Daarna werd de middelbare fout dezer γ's bepaald, welke werd bevonden te zijn 4 %. Voor het Vlie was dit 3,5 %.

In de gemiddelde stroomverticalen van fig. 15 en 16 werd de parabool $v = \sqrt[4.9]{h}$ tevens aangegeven, zoodat men een duidelijk beeld krijgt van de benadering, welke daarmede wordt bereikt. Het schijnt niet wel doenlijk de werkelijkheid met behulp van een eenvoudige formule beter te benaderen.

Op grond van ongeveer 1500 gemeten stroomverticalen in zee en in onze zeegaten mag dus worden afgeleid:

Voor normale omstandigheden bezitten de getijstroomen in zee en in onze zeegaten, voorzoover geen verschillen in soortelijk gewicht aanwezig zijn, stroomverticalen, welke zoowel voor eb als voor vloed goed benaderd worden door de formule

$$v = a \sqrt[5]{h}$$

Deze regel is van veel beteekenis, omdat men vaak te doen heeft met een reeks stroommetingen in één enkel punt. Met behulp der bovenstaande formule kan men

STAAT VOOR DE BEPALING DER GRAAD VAN DE STROOMPARABOLEN.

Datum.	Meet-punt.	Vloedstroom.				Ebstroom.			
		Tijd, waarover gemiddeld.	Gem. diepte in m.	γ	x	Tijd, waarover gemiddeld.	Gem. diepte in m.	γ	x
14–6 '34	K	13.41—15.30	49	0,83	0				
15–6 '34	N	12.30—15.00	20,4	0,85	+ 0,02	7.16—10.00 18.30—19.30	15,1	0,87	+ 0,04
18–6 '34	O_1	—	—	—	—	10.40—13.00	11,1	0,89	+ 0,06
21–6 '34	G	6.45— 8.25	51,5	0,73*	— 0,10	13.00—15.00	56,7	0,79*	— 0,04
25–6 '34	D_1	10.00—12.30	36	0,84	+ 0,01	6.00— 7.00 17.30—18.25	34,2	0,84	+ 0,01
26–6 '34	E_2	11.30—13.30	60	0,84	+ 0,01	6,25— 8,00 18.53	54,1	0,84	+ 0,01
27–6 '34	B	11.30—14.00	30	0,85	+ 0,02	6.30— 8.30	24,2	0,85	+ 0,02
28–6 '34	H	13.00—15.30	65	0,82	— 0,01	7.30— 9.30	53,5	0,82	— 0,01
3–7 '34	O_2	6.43— 7.10 17.30—18.30	24,4	0,80	— 0,03	10.00—14.00	18,8	0,84	+ 0,01
20–7 '34	M_2	5.45— 6.55	36,5	0,84	+ 0,01	11.30—13.30	31,8	0,85	+ 0,02
23–7 '34	E_1	8.55—11.10	51,7	0,86	+ 0,03	16.00—18.00	49,4	0,84	+ 0,01
24–7 '34	F	9.55—12.30	57,3	0,76*	— 0,07	5.55— 6.30 17.30—18.25	46,4	0,83	0
25–7 '34	Z	10.00—12.00	20,5	0,84	+ 0,01	17.30—19.00	14,7	0,82	— 0,01
26–7 '34	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28–7 '34	D_2	—	—	—	—	8.30—10.30	32,4	0,83	0
31–7 '34	M_1	15.30—17.30	39,4	0,85	+ 0,02	10.00—12.00	33,1	0,82	— 0,01
1–8 '34	I	5.50— 6.30 17.05—18.00	71,5	0,86	+ 0,03	11.00—13.00	59,4	0,81	— 0,02
7–8 '34	C	11.00—13.00	31,9	0,84	+ 0,01	5.45— 6.35 17.30—18.25	29,4	0,82	— 0,01
9–8 '34	D_3	12.00—14.00	36,5	0,83	0	7.00— 9.00	32,9	0,86	+ 0,03
10–8 '34	Y_2	12.00—14.00	32,0	0,86	+ 0,03	7.00— 9.00	26,9	0,83	0
4–6 '35	V	14.30—16.30	44,6	0,86	+ 0,03	9.00—11.00	42,2	0,82	— 0,01
19–7 '35	M_3	13.00—15.30	35,2	0,83	0	8.00—10.00	26,2	0,84	+ 0,01
22–7 '35	L	16.00—18.00	50,5	0,73*	— 0,10	10.30—12.30	48,9	0,81*	— 0,02
21–8 '35	P	16.00—18.32	$32{,}7^5$	0,85	+ 0,02	10.30—13.00	29,1	0,84	+ 0,01
22–8 '35	A	5.04— 6.00 17.00—17.17	$22{,}7^5$	0,85	+ 0,02	11.30—13.30	20,4	0,83	0
23–8 '35	X	6.30— 8.32	30,6	0,79	— 0,04	13.00—15.30	$27{,}7^5$	0,83	0
24–8 '35	Q	8.33—10.32	60,0	0,70*	— 0,13	14.30—16.30	57,4	0,89*	+ 0,06
26–8 '35	Y_1	9.30—12.00	29,2	0,85	+ 0,02	16.30—18.00	25,1	0,80	— 0,03
28–8 '35	R	11.00—13.00	27,5	0,84	+ 0,01	6.00— 8.00	24,0	0,82	— 0,01
29–8 '35	U_1	13.00—15.00	51,0	0,83	0	7.30— 9.30	49,2	0,81	— 0,02
30–8 '35	W	12.30—14.30	34,1	0,85	+ 0,02	7.30— 9.30	$30{,}2^5$	0,85	+ 0,02
2–9 '35	S	—	—	—	—	9.30—11.00	47,0	0,82	— 0,01
3–9 '35	T	14.00—16.30	43,0	0,84	+ 0,01	9.00—11.00	37,9	0,83	0
				0,824				0,834	

dan hieruit de stroomen in de geheele verticaal, dus ook de bodemstroomen en gemiddelde stroomen leeren kennen.

Onze waarnemingen zijn eenigszins in strijd met een oude opvatting, die door de Fransche ingenieurs der Hydrografie GAUSSIN en PLOIX, vooral door de laatste,

De met * gemerkte waarden wijken af, omdat boven zeer sterk geaccidenteerde bodems werd gemeten. Laat men deze weg, dan is de middelbare fout in de γ slechts ongeveer 1½ %. De paraboolgraad wordt daarbij $q = 5.2$.

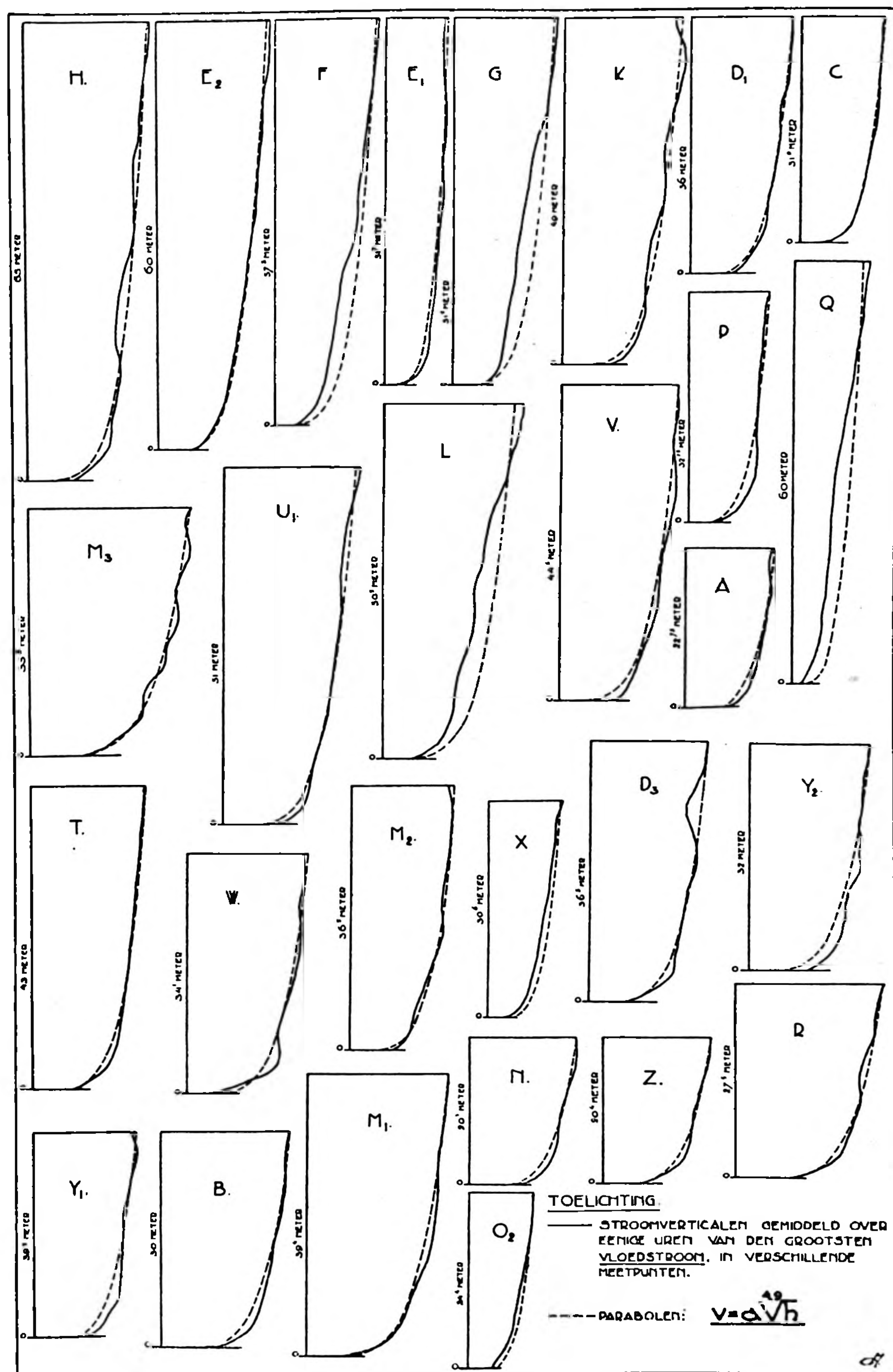


Fig. 15. Gemiddelde stroomverticalen in de Hoofden bij vloedstroom.
Snelheidsschaal 1 cm = 0.60 m/sec.

naar voren werd gebracht. De eerstgenoemde ingenieur verrichtte in 1855 stroommetingen nabij Boulogne, waarbij hij gebruik maakte van twee flesschen, verbonden door een touw van 15 m lengte. De eene flesch dreef aan de oppervlakte, de andere, welke zwaarder was, op 15 m diepte. GAUSSIN vond daarbij een kleine vermindering van de snelheid van de gekoppelde flesschen ten opzichte van de oppervlaktesnelheid. Aldus kwam hij tot de bewering, dat de stroom als een „courant de masse" moet worden beschouwd, waarmede hij waarschijnlijk niet meer bedoelde, dan dat de stroom als „normaal" moest worden opgevat. Zijn opvolger EDMOND PLOIX, die in 1875 de metingen herhaalde, kwam tot de conclusie: „ainsi nous pouvons considérer, comme M. GAUSSIN, le courant qui passe devant Boulogne comme un courant de masse, en ce sens qu'en un point donné sur toute la hauteur de la tranche verticale la vitesse est a peu pres la même. (**136**, 1876, blz. 32). Hij gaat dus verder in zijn bewering dan GAUSSIN, die waarnam, dat de twee samengekoppelde flesschen een weinig minder snelheid verkregen dan de oppervlaktestroom. PLOIX, die zelfs een kleine toename der snelheid met de diepte meende waar te nemen, zal mogelijk geen rekening gehouden hebben met invloed van den wind op den oppervlaktedrijver of met andere factoren.

In 1890 was de ingenieur RÉNAUD belast met het ontwerpen van een plan voor een brug tusschen Frankrijk en Engeland (**149**, 1891, blz. 898) waarbij hij eveneens tot de geijkte opvatting kwam eener „courant de masse" met stroomen die „les mêmes au fond qu'a la surface en vitesse et en direction" zouden zijn. Elders, namelijk in „Compte rendu des séances de la société de géographie" 1891, blz. 122 beweert hij „la massa entière de l'eau, du fond à la surface se dirige alternativement suivant les dénivellations produits par la marée". „Il n'y a pas comme à Gibraltar un contre courant inférieur".

Waar RÉNAUD blijkbaar den nadruk op wilde leggen was, dat de stroomverdeeling als „normaal" moest worden beschouwd en niet abnormaal gelijk bij Gibraltar tengevolge der verschillen in het soortelijk gewicht.

In 1880—1882 hadden onderzoekingen plaats van de stroomen in de Noordzee door H. BERNELOT MOENS en R. P. J. TUTEIN NOLTHENIUS resp. marine-officier en ingenieur van den Rijkswaterstaat, die als eersten zullen mogen worden beschouwd op het gebied van betrouwbare metingen van zeestroomen nabij den bodem. Zij vonden reeds een getal $\gamma = 0{,}8$ voor de verhouding gemiddelde stroom: oppervlaktestroom. Dit bedrag is voor een 5° graads parabool $\gamma = 0{,}835$, zoodat het verschil tusschen onze metingen en die van 1880—82 slechts gering is.

Een verklaring der stroomparabolen kan als volgt worden gedacht. Leunend over de reeling van een bewegend schip ziet men het water nabij den scheepswand meegesleurd worden, waarbij de laag, die onmiddellijk in contact is met de scheepshuid, geheel wordt meegesleurd; de laag, die zich op 10 cm afstand bevindt met een kleinere snelheid; een laag die nog verder verwijderd is met nog kleinere, enz.

Denkt men zich nu het schip voor anker liggend en het water bewegend, dan maakt dit relatief geen verschil: de snelheidsgradiënt nabij de scheepswanden blijft ongeveer parabolisch verloopen. [1])

Zoo kan men zich ook den bodem van een kanaal voorstellen als bewegend en het water als stilstaande. Per seconde verplaatse deze bodem zich over AB naar links, zoodat de relatieve snelheid van het water ten opzichte van den bodem door den vierhoek A B C D is voor te stellen. Nadat zekeren tijd is verloopen heeft de bodem het

---

[1]) Messung der Wassergeschwindigkeiten neben den Schiffswand. Werft, Reederei, Hafen, Heft 17, 1926.

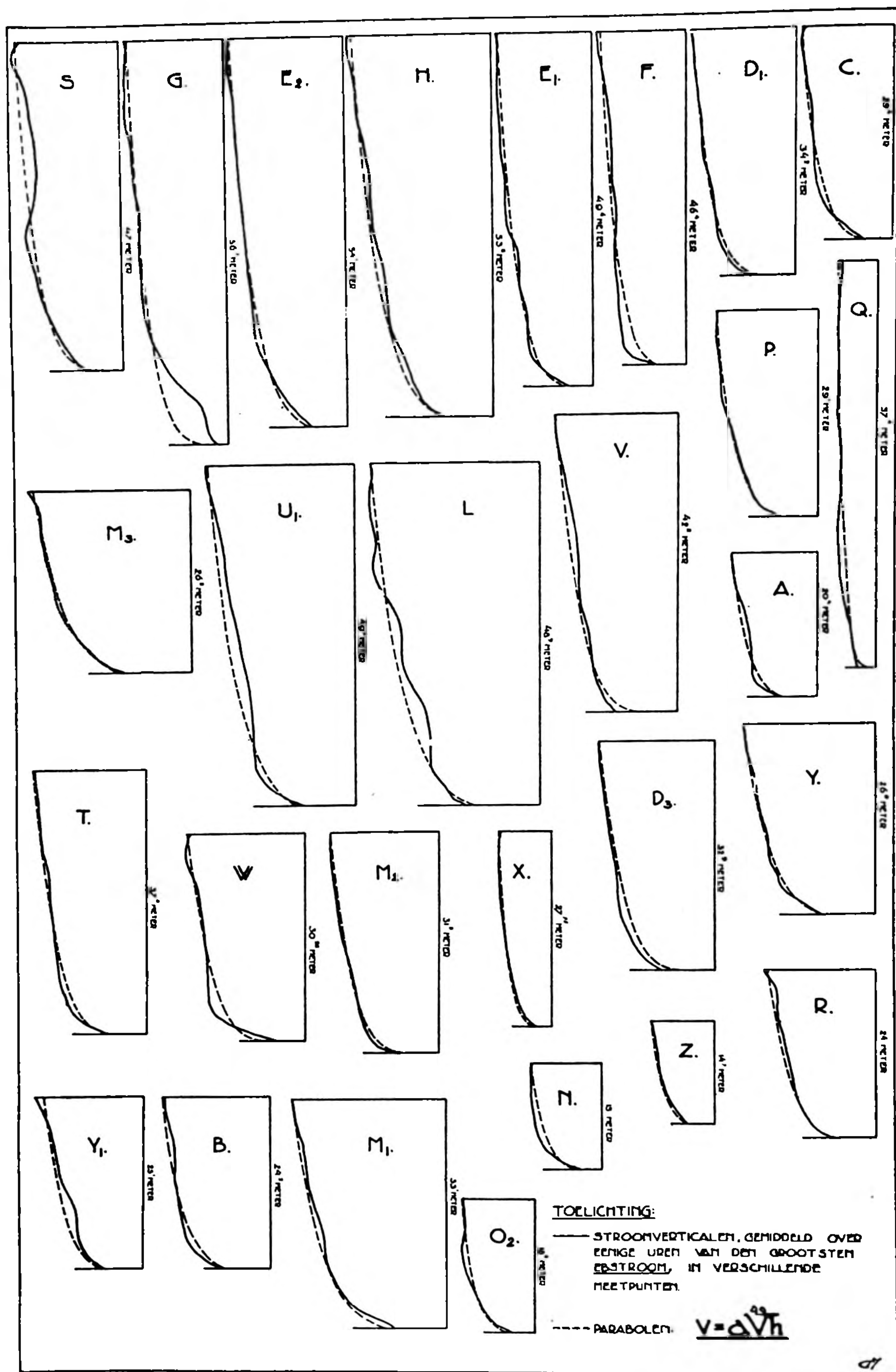


Fig. 16. Gemiddelde stroomverticalen in de Hoofden bij ebstroom.
Snelheidsschaal 1 cm = 0.60 m/sec.

4

water meegesleurd en het is duidelijk, dat de meesleuring van de hoogere waterlagen in belangrijk mindere mate zal zijn geschied dan van de lagere.

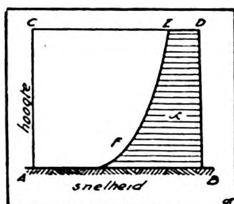


Fig. 17. Schematische voorstelling der afremmende werking van den bodem.

Het oppervlak α tusschen het oorspronkelijk en het uiteindelijke snelheidsdiagram is dus verdwenen door wrijving. Anders gezegd: de afremmende werking van den bodem is het sterkst bij den bodem en het zwakst zoo ver mogelijk van den bodem.

Daar in turbulente rivieren steile parabolen worden aangetroffen, kan men tot de plausibele gevolgtrekking komen, dat groote turbulentie de afremmende werking gemakkelijker naar de hoogere lagen kan voortplanten dan geringe turbulentie. Mogelijk speelt hierbij de breedte van rivieren en de aard van de oevers mede een rol, terwijl ook de viscositeit van het water van belang zal zijn.

§ 12. VERBAND TUSSCHEN STROOMSNELHEDEN EN DE BEWEGING VAN VASTE STOFFEN.

Hierover is eveneens reeds zeer veel geschreven, doch nog betrekkelijk weinig onderzocht.

Daar Waterstaat, voor zoover mij bekend, de eerste is die hieromtrent uitgebreide onderzoekingen in de stroomen zelf verricht, is het van belang hierop dieper in te gaan en eenige der daarbij gevonden uitkomsten te vermelden.

Gewoonlijk wordt de invloed van stroomen op den bodem sterk overdreven voorgesteld, terwijl steeds de fout wordt gemaakt, dat men gemiddelde of oppervlaktestroomen betrekt op de bodemaantasting in plaats van de bodemstroomen.

Twenhofel neemt in zijn standaardwerk „Treatise on Sedimentation" 1932, waarbij een opgave van niet minder dan 1179 stuks literatuur, een staat op, welke echter niet voor fijn materiaal geldt. Steentjes ter grootte van een boon zouden bij bodemsnelheden van 0,90 m/sec. gaan bewegen. Op welke hoogte men deze snelheid boven den bodem moet denken wordt niet vermeld, evenmin als de beantwoording der vraag of dit cijfer berust op laboratoriumonderzoek of op een onderzoek in de natuur.

Prof. Meyer-Peter uit Zürich [1]) neemt grenssnelheden aan van 0,65 m/sec. voor zand van 100 μ en 1,30 m/sec. voor zand van 1000 μ. Ook hier ontbreekt de hoogte van de snelheid boven den bodem.

Dangeard haalt Delesse aan [2]), die beweert, dat voor rivieren een stroom van 0,70 m/sec. noodig is om rolsteenen (galets) van 3 cm middellijn te verplaatsen en dat een stroom van 1,20 m/sec. hoekige steenen van vele centimeters grootte zou kunnen bewegen. Vergelijkt men deze cijfers met die van Twenhofel en Meyer-Peter, dan valt een buitengewoon groot verschil op te merken. Bij eenzelfde snelheid van ongeveer 0,70 m/sec. zouden volgens Twenhofel steentjes bewegen ter grootte van ± 3 mm, volgens Meyer Peter zand van ongeveer 0,12 mm en volgens Delesse steenen van 30 mm.

Het ontbreken van opgaven van de hoogte boven den bodem is een der redenen, welke als verklaring voor deze uiteenloopende cijfers kan worden gebruikt. Delesse zal waarschijnlijk geen bodemstroomen hebben gemeten en mogelijk in een ondiepe, „schietende" rivier zijn waarnemingen hebben verricht. Het spreekt vanzelf, dat in een bergrivier met een mogelijk zeer onregelmatigen steenbodem en waarschijnlijk

---

[1]) Meyer-Peter. Publ. Waterb. Lab. te Zürich Nr. 31, 1932.

[2]) Delesse. Lithologie des mers de France, 1871.

een buitengewoon woelige afstrooming van het water, de beweging van vaste stoffen anders moet zijn dan in een rustig stroomende rivier.

TELFORD (zie **127**, 1885, blz. 64) geeft o.a. voor „zand" een grenssnelheid van 0,305 m/sec, doch vermeldt niet welke korrelgrootte of samenstelling dit zand heeft, noch op welke hoogte boven den bodem de snelheid gedacht moet worden. Voor „grind" geeft hij 0,609 m/sec als grenssnelheid. Ook hier ontbreken de maten.

Een veel gebruikte formule is die van GILBERT:

$$D = \frac{0{,}0042}{g\text{-}1} v_m \times 2{,}7$$

waarin D de diameter van het bewegend materiaal in voeten, *g* het soortelijk gewicht en v_m de gemiddelde snelheid in voeten per sec. is.

BORLEY die in zijn „Marine deposits of the Southern North Sea" (**12**, 1923) hiervan gebruik maakt komt daarbij tot grenssnelheden van 13,7 cm/sec. voor zand van 100 à 500 micron en 25 cm/sec. voor zand van 500 à 1000 micron. Dit zijn n.b. *gemiddelde* snelheden, waarbij dus *bodem*snelheden behooren, die zoo miniem klein zijn, dat zij elke stootkracht missen. Het gebruik van bovenstaande formule moet dus worden ontraden.

De metingen met de „Oceaan" en met de andere Rijksvaartuigen geven een goed inzicht in hetgeen stroomen wel of niet kunnen verrichten. Reeds in Hoofdstuk I werd melding gemaakt van het geringe zandafvoerend vermogen van de Nieuwe Merwede, waarbij zand van ± 500 micron niet door betrekkelijk krachtige stroomen te verplaatsen bleek en dit geeft een houvast voor te overdreven voorstellingen.

In het hieronder volgend staatje worden in de eerste kolom de gemiddelde korrelgrootten van den bodem in verschillende meetpunten van het Vlie aangegeven, terwijl in de tweede kolom de snelheid op 0,15 m boven den bodem wordt vermeld, waarbij het betrekkelijk kleine bedrag van 2 cm^3 zandgehalte per 10 liter water werd bereikt in een monster, genomen uit de laag van 5 tot 15 cm boven den bodem:

gem. korrelgrootte	snelheid op 0,15 m
516 micron	1,05 m/sec.
340 „	0,75 „
332 „	0,45 à 0,65 „
265 „	± 0,65 „
252 „	± 0,60 „
243 „	0,50 „
230 „	0,44 „
192 „	0,44 „
178 „	0,44 „
165 „	0,50 „
149 „	0,58 „

Hieruit volgt dus, dat een stroom van ongeveer 1 m/sec. (op 15 cm boven den bodem) zand van ½ mm middellijn *eenigszins* (gehalte van 0,2 ‰ op ongeveer 10 cm boven den bodem) in beweging kan brengen, terwijl een stroom van 0,75 m/sec op dezelfde hoogte zand van ongeveer 1/3 mm middellijn in dezelfde mate kan bewegen. Voorts kan een stroom van 0,50 m/sec, op dezelfde hoogte boven den bodem, zand van ongeveer 1/4 à 1/5 mm middellijn bewegen.

Er doen zich blijkens de staat echter vrij sterke onregelmatigheden voor. Zand van een gemiddelde korrelgrootte van 200 micron zou op de eene plaats in dezelfde mate worden opgewerveld bij een stroom van ± 0,44 m/sec., als elders zand van 150 micron bij den sterkeren stroom van 0,58 m/sec. (alle stroomen gerekend op 0,15 m + bodem).

Dergelijke onregelmatigheden vinden hun oorsprong in plaatselijke omstandigheden. Indien bijvoorbeeld een bodem aan bijzonder woelige stroomen is blootgesteld zal het zand daar naar verhouding eerder gaan bewegen. Ook zal los zand anders door den stroom worden aangetast dan zand, dat een harden bodem vormt. Het slibgehalte speelt hier een belangrijke rol, omdat dit het bodemzand aaneenkit. Een andere factor is nog de golving van den bodem. Hierbij treedt natuurlijk een overmatig woelige bodemstroom op.

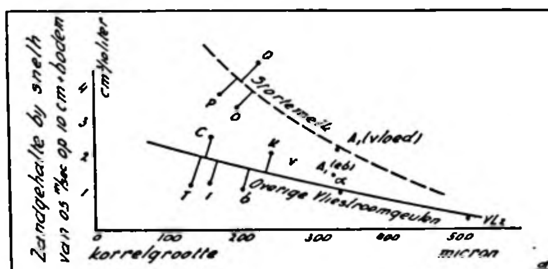


Fig. 18. Verband tusschen korrelgrootte en zandgehalte bij een snelheid van ½ m/sec. op 10 cm. boven den bodem.

De cijfers van den hierboven gegeven staat geven een indruk van hetgeen stroomen kunnen verzetten (zie ook fig. 18). Een algemeene formule, welke het verband zou aangeven tusschen zandbeweging, gemiddelde korrelgrootte en bodemsnelheid zal hiervoor niet worden gegeven, omdat dit een verkeerden indruk van nauwkeurigheid zou verwekken. Het is de bedoeling nog vele metingen dienaangaande te verrichten en voorloopig nog niet veel verder te gaan dan het trekken van voor bepaalde gebieden opgaande conclusies.

Een algemeene conclusie, welke reeds getrokken kan worden is, dat de grafiek, aangevende het verband tusschen bodemstroom en zandgehalte door een parabool van de 3° à 5° orde benaderd kan worden. Dit wil dus zeggen, dat het zand*gehalte* op een bepaalde hoogte in het water naar verhouding sterker toeneemt dan de bodemstroom. Het zand*transport* is tenslotte weder een functie van den stroom en het zandgehalte, zoodat dit transport in nog sterkere mate met de grootte der bodemstroomen toeneemt.

Ook kunnen nog eenige cijfers worden genoemd aangaande de verdeeling van het zandgehalte in een verticaal. Voor de metingen in het nauwste gedeelte van den Vliestroom verhielden de zandgehalten, gemeten op 0,10, 0,30, 0,50 en 0,70 m boven den bodem, zich gemiddeld als 100 : 54 : 35 : 28 (fig. 19).

Dit is natuurlijk eveneens zeer sterk afhankelijk van plaatselijke omstandigheden en het moet volkomen ontoelaatbaar worden geacht daaruit de algemeene gevolgtrekking te maken, dat deze verhouding steeds en overal zal worden aangetroffen.

Wat er onmiddellijk op den bodem gebeurt is moeilijk waar te nemen. Gewoonlijk wordt door ons in de laag van 0 tot 0,10 m boven den bodem niet gemeten. Evenwel werden toch steekproeven verricht, waarbij de zandbeweging onmiddellijk boven den bodem kon worden gemeten. Dergelijke metingen toonden aan, dat de zandverticaal verlengd behoort te worden ongeveer op de wijze zooals in fig. 19 is aangegeven. In het laboratorium te Delft worden onder leiding van Ir. Thijsse dienaangaande verder proeven verricht.

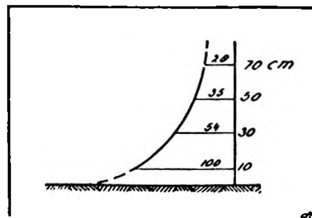


Fig. 19. Zandgehalte-verhoudingen in een verticaal (Zeegat van het Vlie).

In het algemeen kan men zeggen:

1°. zand van $\pm$ 500 μ begint te rollen bij een stroom van $\pm$ 0,30 à 0,50 m/sec. (gemeten op 0,15 m +). Deze beginsnelheid is afhankelijk van den bodemvorm;

2°. zand van $\pm$ 500 μ geeft bij een snelheid van $\pm$ 1 m/sec. (0,15 m + bodem) op 0,10 m + bodem een zandgehalte van ongeveer 2 cm^3 per 10 liter;

3°. het verband tusschen de bodemsnelheid (0,15 m +) en de zandgehalten is parabolisch ($\pm$ 3° à 5° orde);

4°. het zandgehalte neemt af met de hoogte boven den bodem en is vaak op ½ m boven den bodem reeds betrekkelijk gering;

5°. de korrelgrootte van het zwevend zand neemt eveneens af met de hoogte en is op 0,10 m boven den bodem reeds gewoonlijk 0—50 μ kleiner dan het zand van den bodem zelf. Bij grover bodemzand komen aanzienlijk grootere verschillen voor.

Herhaald wordt, dat de bovengenoemde cijfers niet exact zijn, doch slechts ruwe gemiddelden, geldende voor één bepaalde streek.

Fig. 20 geeft eenige voorbeelden van grafieken voor het verband tusschen stroomsnelheid en zandgehalte.

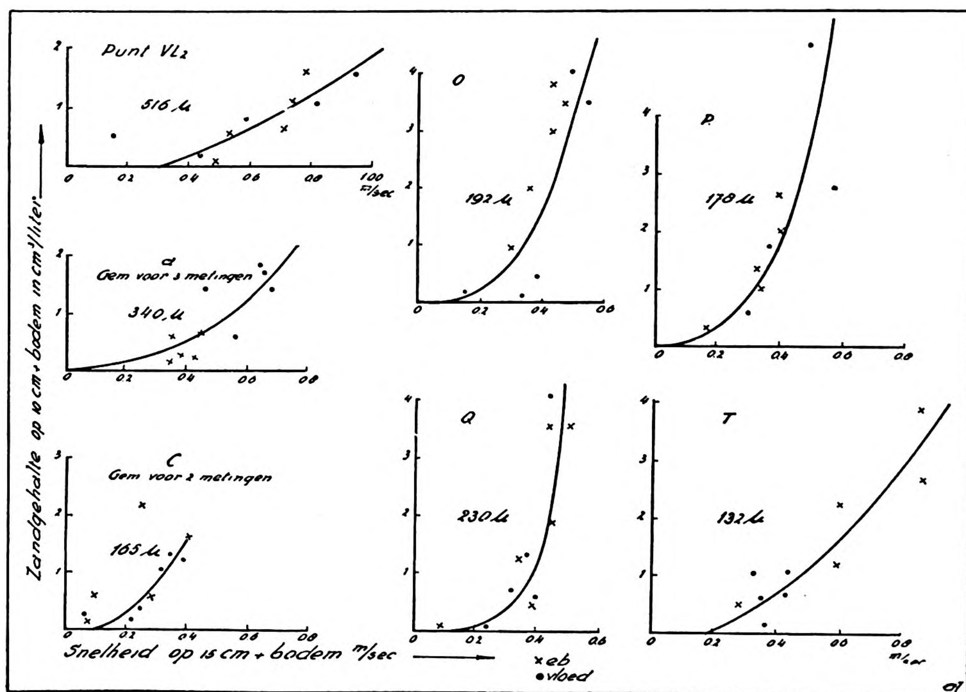


Fig. 20. Verband tusschen de snelheid op 0.15 m boven den bodem en het zandgehalte op 0.10 m boven den bodem voor verschillende plaatsen in het zeegat van het Vlie.

§ 13. BEPALING REDUCTIETABEL.

De veranderingen van het *verticaal* getij in de Hoofden zijn bekend door de registreerende getijmeters te Dover, Boulogne en Calais. Noemt men het normale (gemiddelde) getijverschil = 100, dan kunnen de uiterste spring- en doode tijen worden aangegeven door de getallen 140 en 60. Met andere woorden: het verschil tusschen de giertijen en de doode tijen is hier zeer groot.

De veranderingen van het *horizontaal* getij zijn ter plaatse van het lichtschip Varne bekend sinds 1926, dank zij de vrijwel doorloopende metingen, welke aldaar geschieden onder leiding van Dr. J. N. CARRUTHERS. [1])

Teneinde het verband, dat tusschen deze stroomen en het verticaal getij moet bestaan, op te sporen, werden voor het tijdperk 24 Juni 1926—8 Januari 1928 op de grafiek van fig. 21 de getijrijzingen te Dover in verticale richting en de stroomen (eb + vloed op 10 m — oppervlak) bij de Varne in horizontalen zin uitgezet. De op de grafiek geteekende punten zijn meestal gemiddelden van 3 × 25 uren.

Aldus ontstond een „wolk" van punten, waardoor een rechte lijn kon worden getrokken, welke het gezochte verband zoo goed mogelijk benadert. Het bepalen van deze lijn geschiedde met de correlatiemethode waarbij de volgende formules werden gebruikt.

$$\sigma_1 = \sqrt{\frac{\Sigma\, x_1^2}{n}}, \qquad \sigma_2 = \sqrt{\frac{\Sigma\, x_2^2}{n}}$$

$$r = \frac{0.6745\ (1-r^2)}{\sqrt{n}}$$

$$\alpha = -\, r\, \frac{\sigma_1}{\sigma_2}$$

Hierin zijn x_1 en x_2 de afwijkingen van de waarden resp. voor het verticaal en horizontaal getij ten opzichte van het gemiddelde, n het aantal waarnemingscijfers en α de gevraagde helling van de lijn.

Met behulp van de benaderende rechte lijn kan men tijdens giertij of doodtij gemeten stroomen reduceeren tot een normaal (gemiddeld) getij.

Er volgt dus de onderstaande reductietabel uit:

Amplitude in voeten te Dover.	Amplitude in % t. o. v. gem.	Reductiefactor voor de stroomen.	Amplitude in voeten te Dover.	Amplitude in % t. o. v. gem.	Reductiefactor voor de stroomen.
7,6	50	35	gem. **15,2**	**100**	**100**
8,4	55	42	16,0	105	106
9,1	60	48	16,7	110	113
9,9	65	54	17,5	115	120
10,6	70	61	18,2	120	126
11,4	75	68	19,0	125	132
12,2	80	74	19,8	130	139
12,9	85	80	20,5	135	146
13,7	90	87	21,3	140	152
14,4	95	94	22,0	145	158
gem. **15,2**	**100**	**100**	22,8	150	165

[1]) J. N. CARRUTHERS. The flow of water through the Straits of Dover as gauged by continuous currentmeter observations at the Varne lightvessel. Fish. Inv. Series, vol. XI, I en XIV, 4: 1928 en 1934 (21).

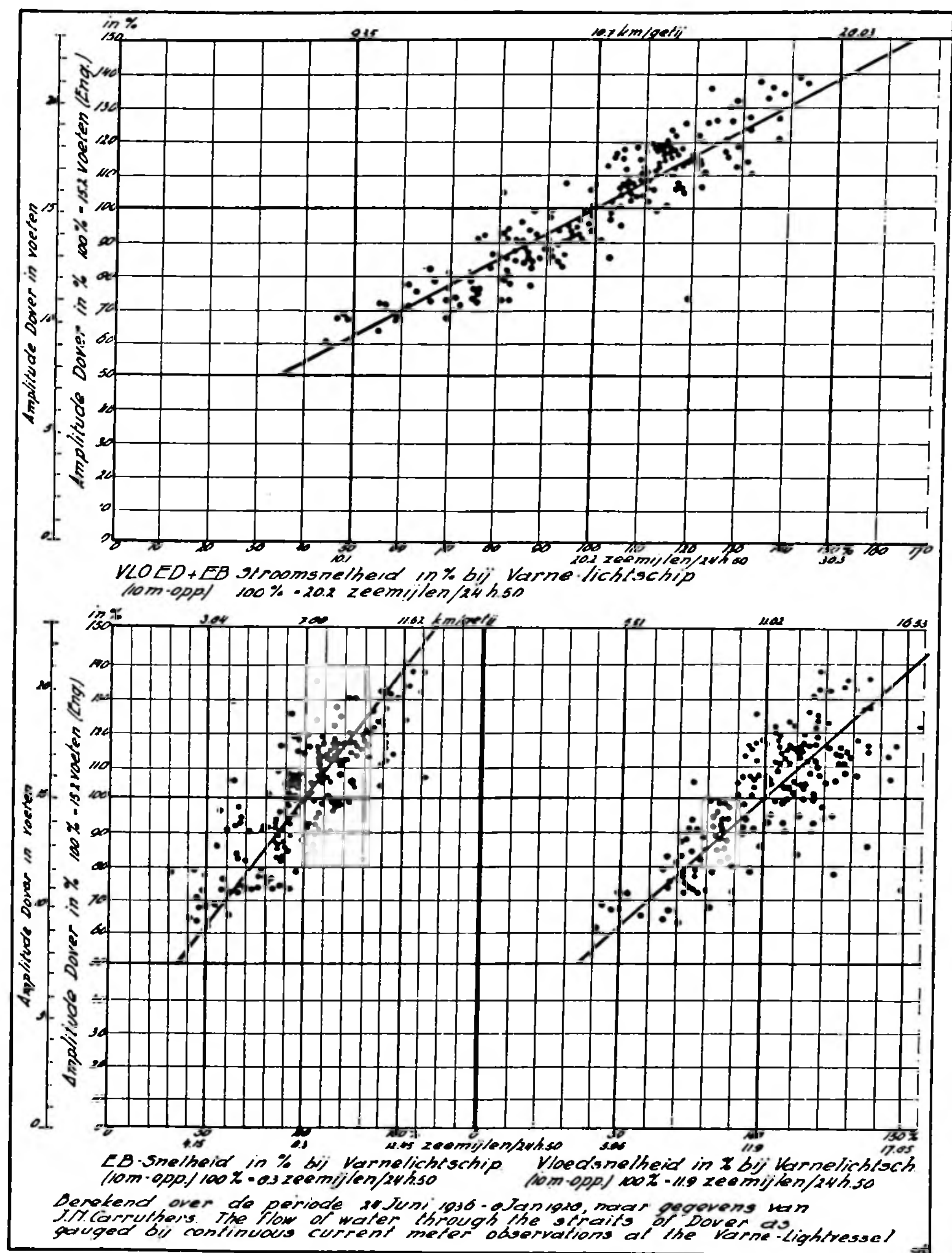


Fig. 21. Reductiegrafiek voor de stroomen bij het Varne lichtschip.

Heeft men bijvoorbeeld in een punt stroomen gemeten bij een amplitude te Dover van 19 ft, dan moeten deze dus door de factor 1,32 worden gedeeld, om de normaal voorkomende stroomsnelheden in het punt te benaderen.

De met behulp der correlatiemethode gevonden rechte lijn kan benaderd worden door de formule:

$$v = 1{,}7 \sqrt{A^3}$$

waarin v de gemiddelde snelheid bij de Varne tijdens eb of tijdens vloed in percenten en A de amplitude van het verticaal getij te Dover in voeten. Indien men A gelijk de gemiddelde getijrijzing = 15,2 ft. neemt, vindt men v = 100.

De stroomen blijken in het algemeen iets meer dan het verticaal getij gewijzigd te worden. Dat sommige der punten op de grafiek vrij ver buiten de lijn vallen wordt waarschijnlijk veroorzaakt door wind- en andere atmosferische invloeden.

In fig. 21 werd tevens het verband gegeven tusschen de afzonderlijke eb- en vloedstroomen bij de Varne en het verticaal getij te Dover. De lijnen werden eveneens met de correlatiemethode bepaald. Er blijkt uit, dat de hierboven gegeven reductietabel geldt voor vloed zoowel als voor eb.

Het verticaal getij te Dover werd voor de grafieken van fig. 21 bepaald uit de voorspellingen der getijtafels, nadat gebleken was dat deze de werkelijkheid zeer dicht, dat wil zeggen, op minder dan één dm benaderden. [1])

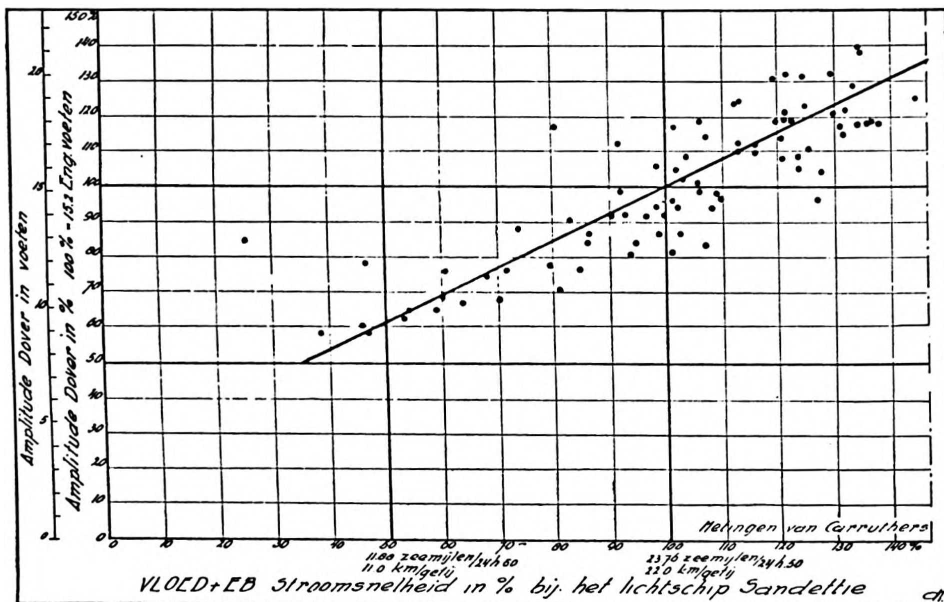


Fig. 22. Reductiegrafiek voor de stroomen bij het Sandettie lichtschip.

[1]) De reden waarom de voorspellingen van het verticaal getij voor de Hoofden zoo goed overeenstemmen met de werkelijkheid, moet gezocht worden in de betrekkelijke afwezigheid van ondiepten. Een opwaaiing blijft in deze streken steeds beneden het bedrag van 1,20 m, zoodat de kaden van nieuw aangewonnen land, als bij Sandwich, ook geen grootere hoogte bezitten. Hoe anders is dit in ons land, waar de stormen den gemiddelden zeestand 3 à 5 m kunnen doen verhoogen! De peilschaalkrommen in de buurt der Hoofden bezitten door dit verschil in opwaaiing ten opzichte van de onze een buitengewoon groote regelmatigheid.

Een andere reeks metingen werd door CARRUTHERS verricht bij het lichtschip *Sandettie* van 1 December 1935 tot 28 Februari 1936 (niet gepubliceerd, doch welwillend door Dr. CARRUTHERS aan schrijver dezes afgestaan). De daarbij verkregen waarden voor de totale stroomen gedurende $24^h 50'$ werden in fig. 22 grafisch voorgesteld ten opzichte van het verticaal getij te Dover. De voor deze „wolk" van punten berekende lijn bezit weder dezelfde helling als de overeenkomstige voor de Varne.

Gerekend werd dus dat de reductietabel, welke hierboven werd gegeven en ook de formule $v = 1{,}7 \sqrt{A^3}$ *voor het geheele gebied der Hoofden geldig is.*

§ 14. DE TWAALF-UREN KAARTEN.

Voor de Hoofden zijn de zoogenaamde twaalf-urenkaarten geteekend in de figuren 23*a* t/m 23*l*. De gegevens hiervoor worden gevonden in den staat van § 5. Slechts de *normale* getijen zijn geteekend. Indien men de stroomen bij afwijkende getijen wil kennen moet de reductietabel worden gebruikt, welke in § 13 is opgenomen.

In tegenstelling met de stroomingen in onze zeegaten *zijn die der Hoofden zeer eenvoudig*, zooals uit onderstaande beschrijving blijkt.

H. W. Dover. De vloed trekt overal krachtig naar het Noordoosten, d.w.z. op de reede van Duins (123), in de geul tusschen Goodwin (Oud Ned.: de Goejing) en Falls (53), in de geul tusschen Falls en Sandettie (Oud Ned.: het Klif) (59), in die tusschen Sandettie en Ruijtingen (59), in die tusschen Ruijtingen en Westdijk (89) en nabij de Fransche kust (114 en 96).

De hierboven tusschen haakjes geplaatste cijfers stellen de tot normaal getij gereduceerde stroomen voor in cm/sec. Zij zijn als gemiddelden over de geheele verticaal berekend. In de fig. 23*a*—*l* werden de cijfers voor de oppervlaktestroomen, de gemiddelde stroomen der verticaal en de bodemstroomen op 0,15 m + bodem achter elkaar geplaatst.

In de Hoofden zelf heerschen, ten tijde van H. W. te Dover, stroomen van ± 70 à 100 cm/sec (gemiddelden der verticaal). De krachtigste stroomen worden op dit oogenblik gevonden onder de Fransche kust en op de reede van Duins; de zwakste nabij de Falls, Sandettie en Ruijtingen. De stroom op de Varne kan zich ten gevolge der groote wrijving en geringe diepte niet sterk ontwikkelen.

1 *maanuur na H. W. Dover.* De vloedstroom heeft thans zijn maximum bijna overal bereikt. Hij trekt in de hierboven genoemde geulen binnen met de volgende gemiddelde snelheden ($v_{vert.}$):

Reede van Duins	121 cm/sec.
Tusschen Goodwin en Falls	90 „
„ Falls en Sandettie	92 „
„ Sandettie en Ruijtingen	102 „
„ Ruijtingen en Westdijk	97 „
Bij de Fransche kust	112 en 90 cm/sec.

In de Hoofden zelf komen thans gemiddelde stroomen voor van ± 100 à 120 cm/sec.

De stroomlijnen ter weerszijden van de Falls loopen een weinig meer noordelijk dan een uur geleden.

2 *maanuren na H. W.* Afnemende vloedstroom in de Hoofden en in de geulen bezuiden Sandettie. Toegenomen stroomen in de geulen ter weerszijden van de Falls, die thans hun maxima hebben bereikt, met stroomlijnen welke nog meer naar het Noorden loopen dan tevoren.

Overigens is er weinig verandering in de algemeene richting.

3 *maanuren na H. W.* Vrijwel als voren, doch een algemeene stroomvermindering. De krachtigste stroomen komen evenals een uur geleden nog ter weerszijden van de Falls voor.

Aan de Fransche kust is tusschen Gris Nez en Blanc Nez de kentering reeds ingetreden.

4 *maanuren na H. W.* De kenteringslijn onder de Fransche kust heeft zich een weinig verder van de kust verwijderd, zoodat onder Gris Nez reeds eb gaat. Ook loopt er een weinig eb bij Zuid-Voorland. Het laatste gedeelte van den vloed stroomt in noordelijke richting rond de Goodwinzanden.

5 *maanuren na H. W.* De kenteringslijn heeft zich verder in noordoostelijke richting verplaatst en ligt nu over de Goodwin en Buiten-Ruijtingen. Ten zuidwesten van deze lijn heerscht een eb, welke het krachtigst is bij Gris Nez en Zuid-Voorland. Ten noorden van de kenteringszône trekt het laatste restje van den vloed verder naar het noorden.

6 *maanuren na H. W. (ongeveer laagwater).* De vloedstroom is thans uit het beschouwde gebied verdwenen. In plaats daarvan heerscht in de Hoofden een ebstroom, waarvan de stroomlijnen hoofdzakelijk uit de richting van de Vlaamsche banken komen. Het noordelijkste deel van het water dezer banken trekt dwars over Sandettie en Falls westwaarts en splitst zich ongeveer bij de Goodwin. Slechts de punten A, B en C der raai liggen in het gebied van het eb-water uit de Reede van Duins.

7 *maanuren na H. W.* De toestrooming van het eb-water naar de Hoofden is meer alzijdig geworden. In de Hoofden zelf heerschen gemiddelde stroomen van ± 80 à 130 cm/sec. (max. 145 cm/sec. bij Gris Nez als uitzonderingsgeval).

8 *maanuren na H. W.* De toestrooming geschiedt thans meer uit het Noorden. In de Noordzeegeulen heerschen de volgende gemiddelde stroomen ($v_{vert.}$):

Reede van Duins	83	cm/sec.
Tusschen Goodwin en Falls	105	„
„ Falls en Sandettie	95	„
„ Sandettie en Ruijtingen	88	„
„ Ruijtingen en Westdijk	89	„

Nabij Fransche kust 124 (ebgeul) en 46 (vloedgeul) cm/sec.

9 *maanuren na H. W.* Ter weerszijden van de Falls zijn de stroomsnelheden nog toegenomen, overigens nemen zij in het algemeen af.

10 *maanuren na H. W.* De kentering van eb op vloed is langs de kusten ingetreden, terwijl het centrale deel nog volgens de eb stroomt.

11 *maanuren na H. W.* De kenteringszône is reeds nagenoeg van de kaart verdwenen. De nieuwe vloed uit de Hoofden splitst zich bij de zuidwestpunten van Falls en Sandettie in een zwakke noordelijk gerichte en in een krachtiger oostelijk gerichte stroom.

Opmerkingen.

Uit het voorgaande volgt:

1°. De stroomsinusoïde in de Hoofden is globaal beschouwd ± 1 uur later dan de getijkromme der Hoofden (Dover).

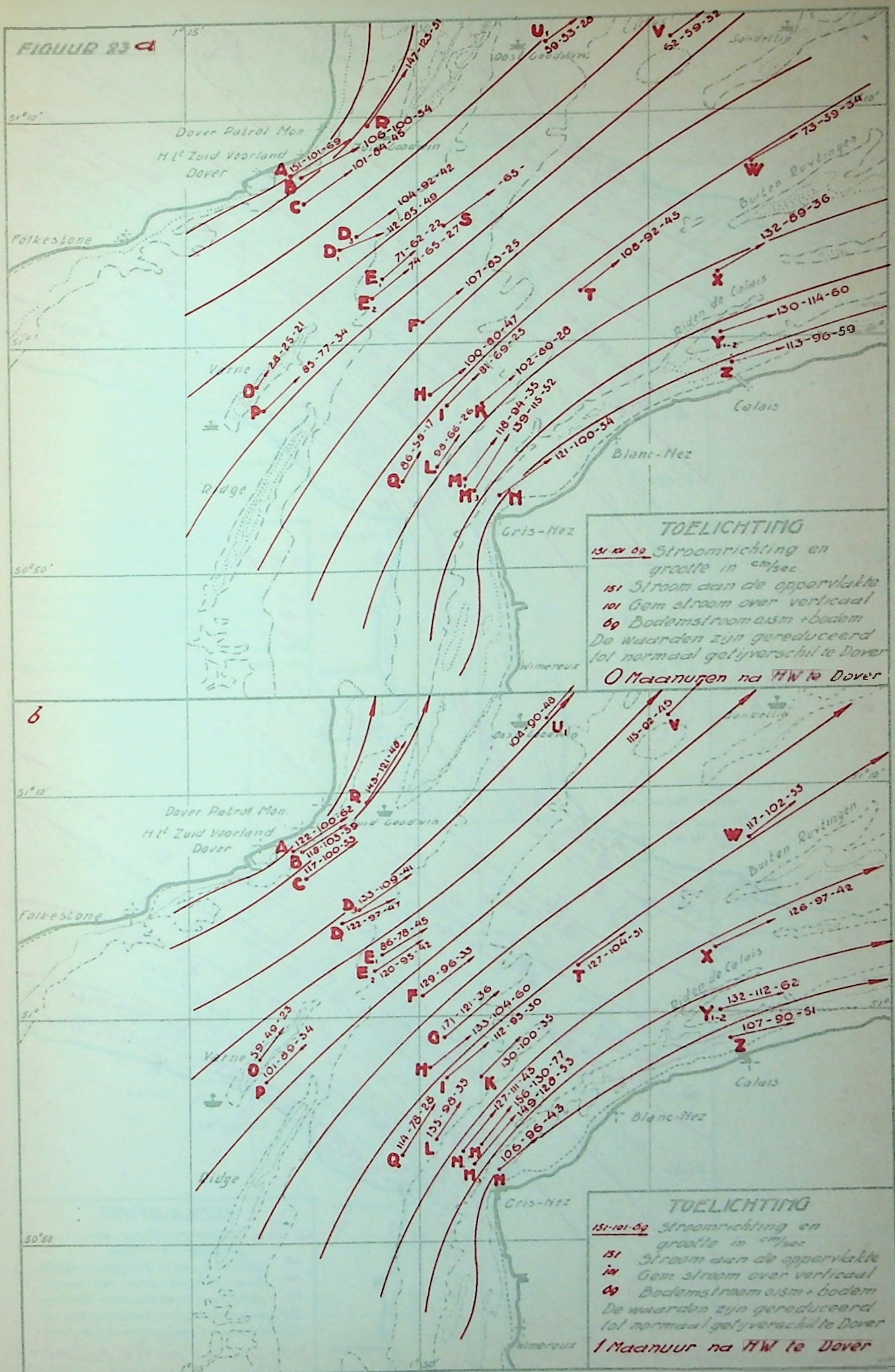


Fig. 23*a* en *b*. De twaalf-urenkaartjes van de normale stroomen in de Hoofden.

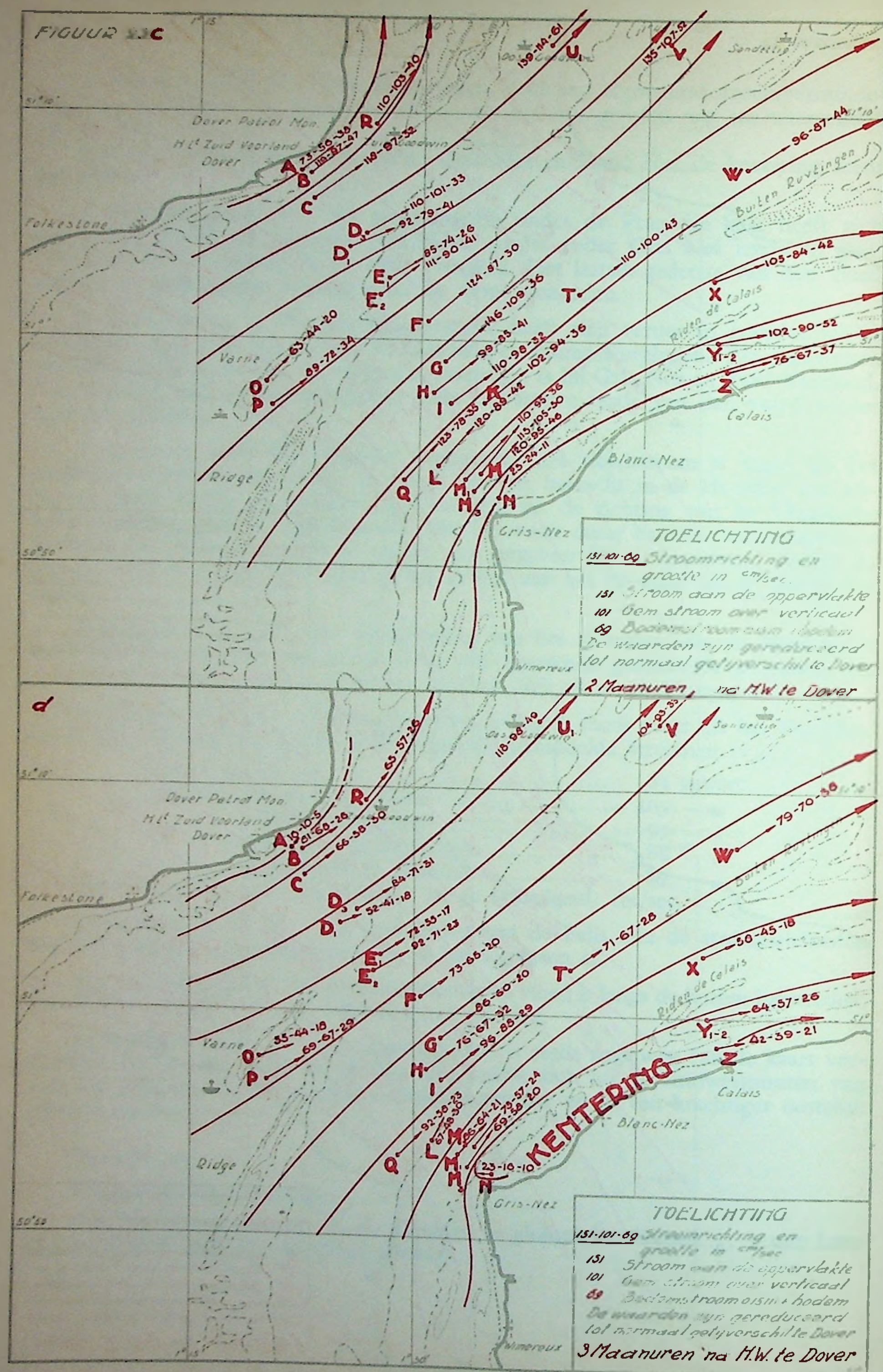


Fig. 23c en d. De twaalf-urenkaartjes van de normale stroomen in de Hoofden.

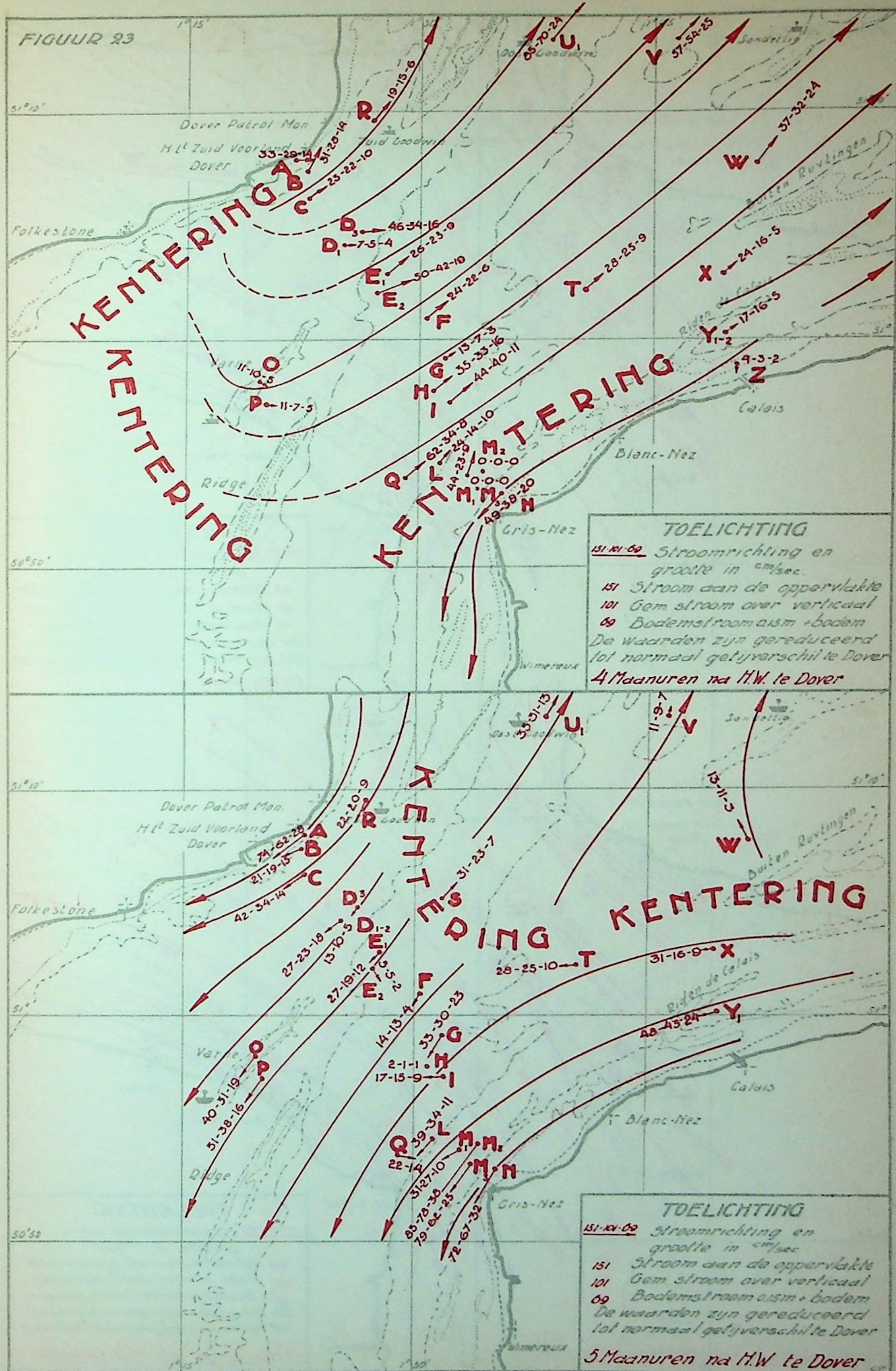


Fig. 23e en f. De twaalf-urenkaartjes van de normale stroomen in de Hoofden.

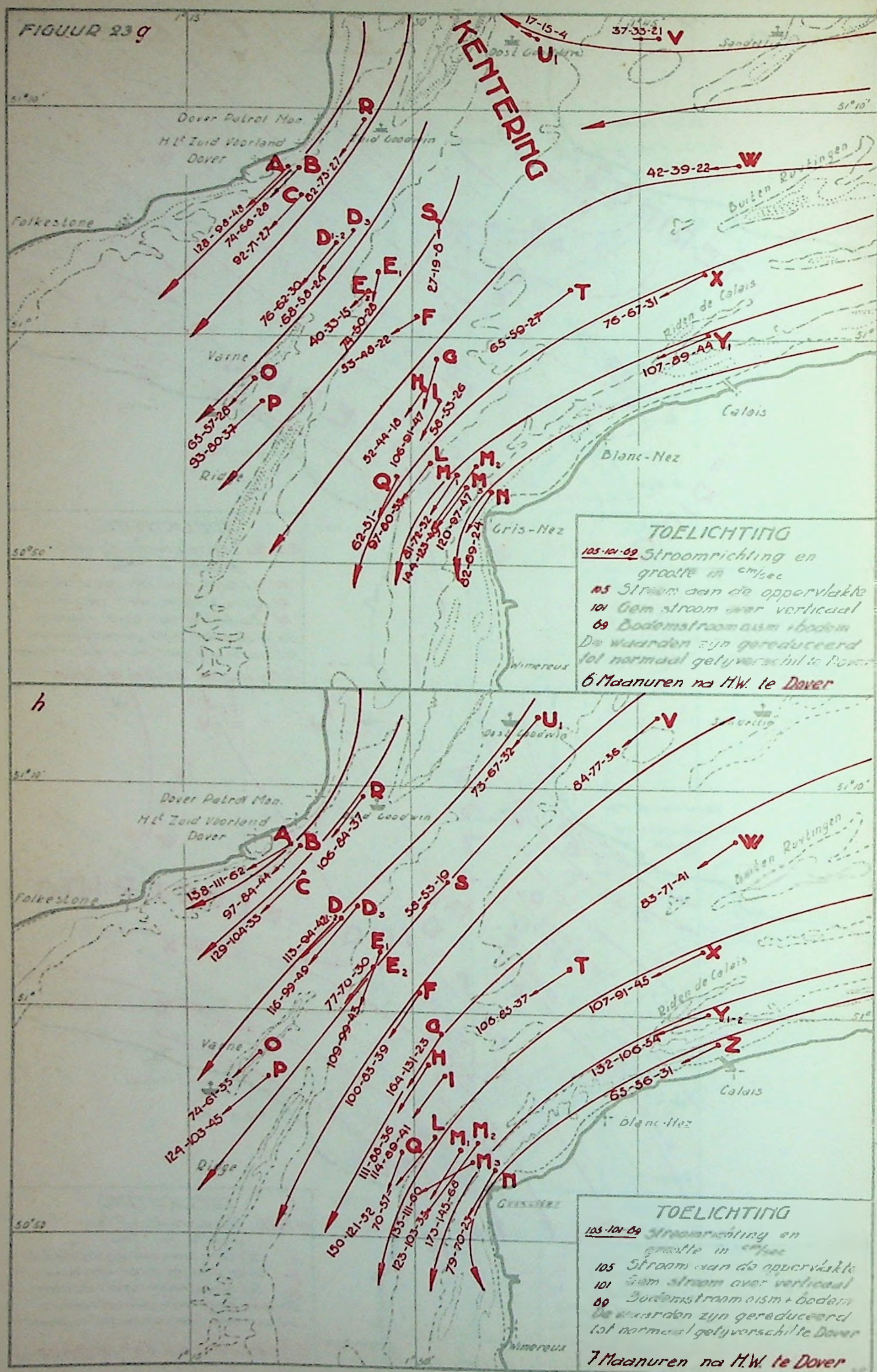


Fig. 23g en h. De twaalf-urenkaartjes van de normale stroomen in de Hoofden.

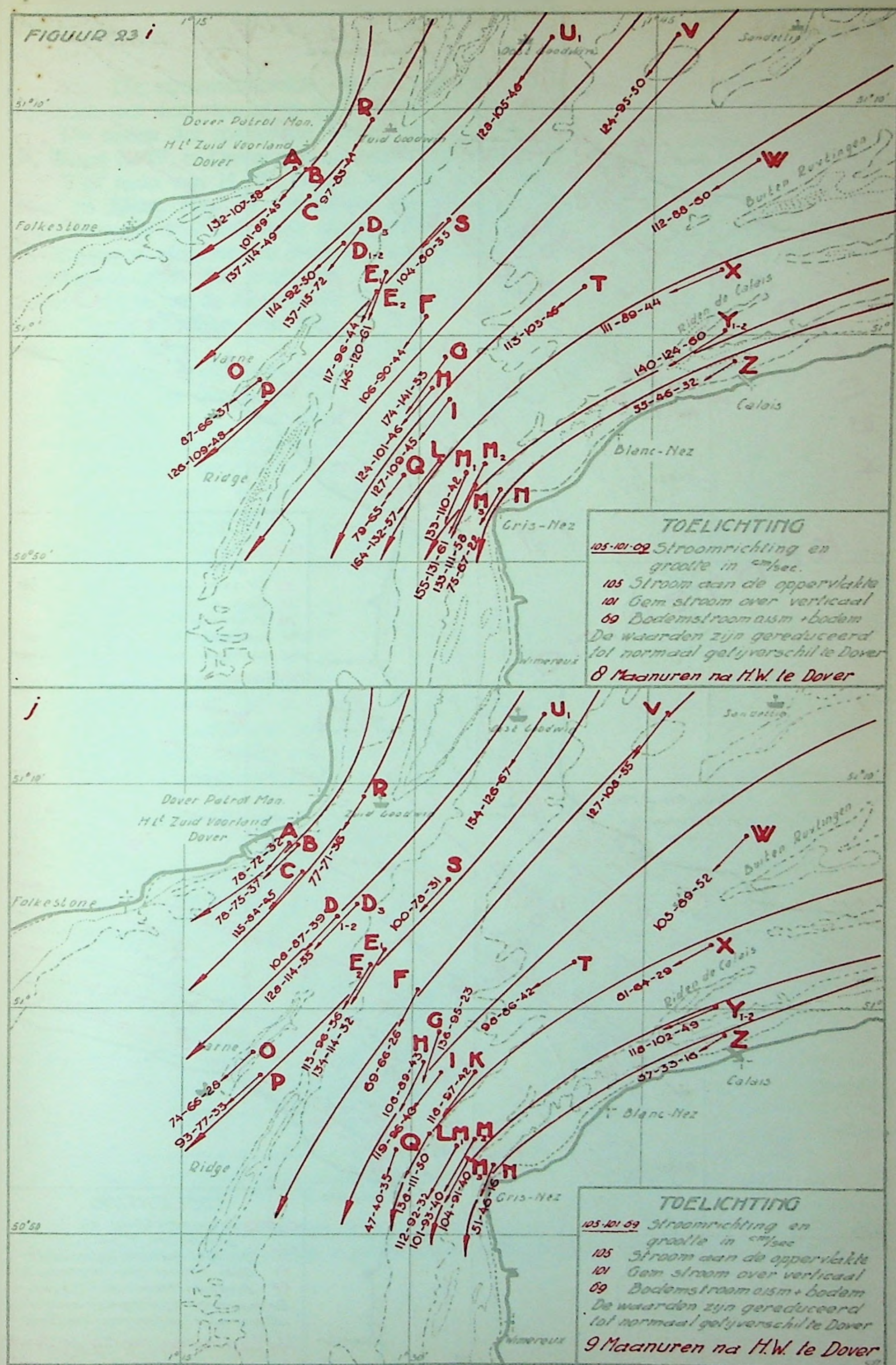


Fig. 23i en j. De twaalf-urenkaartjes van de normale stroomen in de Hoofden.

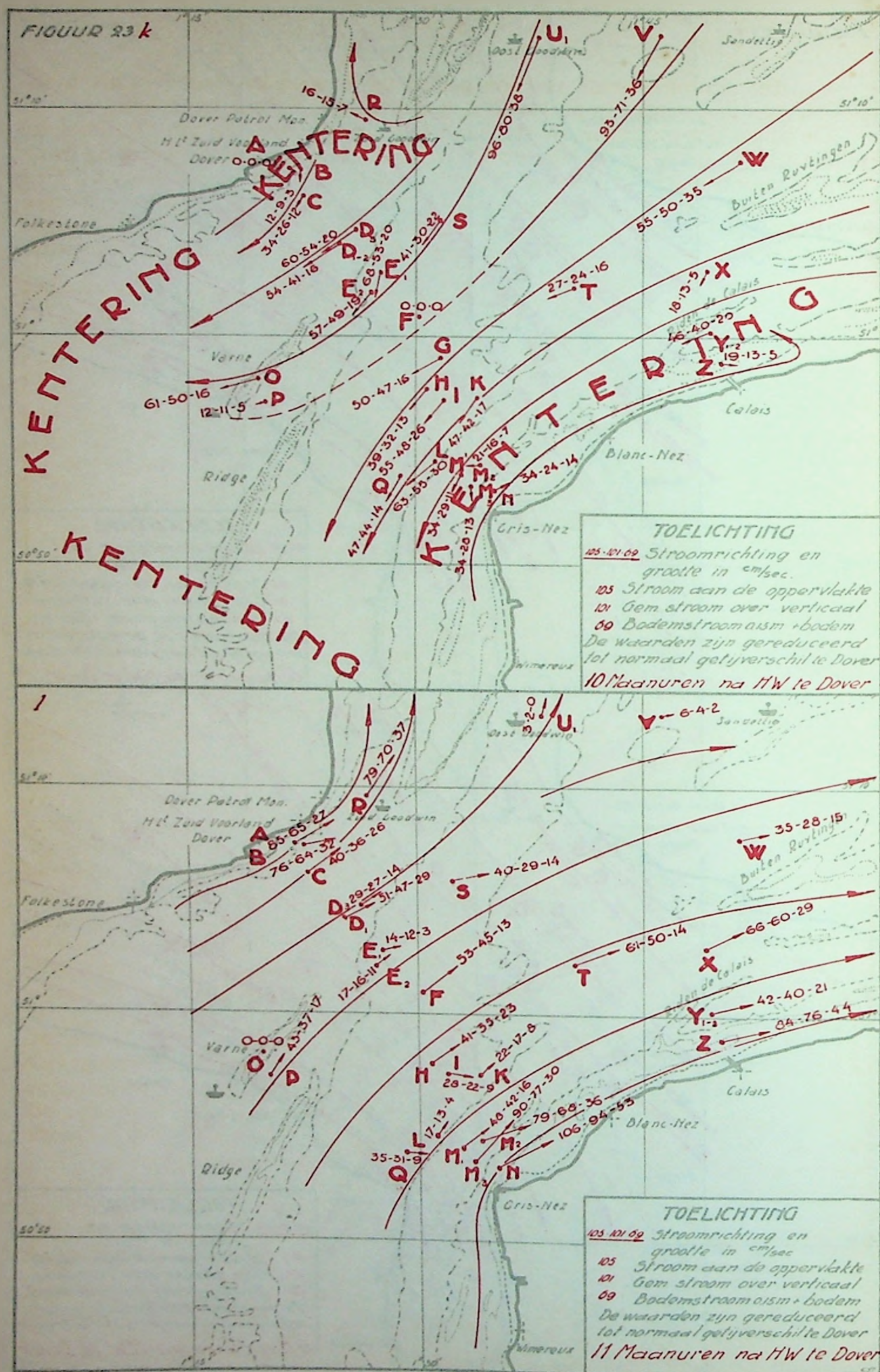


Fig. 23k en l. De twaalf-urenkaartjes van de normale stroomen in de Hoofden.

2°. De stroomsinusoïde voor de geulen ter weerszijden van de Falls is ten opzichte van den stroom in de Hoofden weder ongeveer 1 uur ten achter.

De tijden der maximum vloed- en ebstroomen ten opzichte van de tijden van H. W. en L. W. te Dover zijn op meer exacte wijze aangegeven in de figuren 24 en 25.

Ten tijde van H. W. Dover (zie tijdlijn o van fig. 24) heerscht reeds bij Gris Nez en Blanc Nez de maximum vloedstroom. Halfweg Gris Nez-Dover worden deze maxima 1½ uur later aangetroffen, terwijl bij het lichtschip Oost Goodwin de maximum vloedstroom eerst 1¾ uur na H. W. Dover optreedt. De stroommaxima verplaatsen zich dus ongeveer volgens de as van de diepe geul, welke in de Hoofden van zuid naar noord loopt.

Eenzelfde beeld vertoonen de tijdlijnen der maximum ebstroomen (fig. 25). Ook deze bereiken in het Zuiden der diepe geul een vroeg maximum (bij Boulogne ongeveer ½ uur na L. W. Dover). Halfweg de zeeëngte ± 1½ uur na L.W. Dover en bij Oost Goodwin ± 2 uur na L. W. Dover.

In de zeeëngte loopen de tijden der maximum vloedstroomen uiteen van — 30 tot + 90 minuten (ten opzichte van het tijdschip van H. W. te Dover), die der maximum ebstroomen van — 14 tot + 90 minuten (ten opzichte van het tijdstip van L. W. Dover). Hiervan kan de navigatie een goed gebruik maken om de reis te bespoedigen.

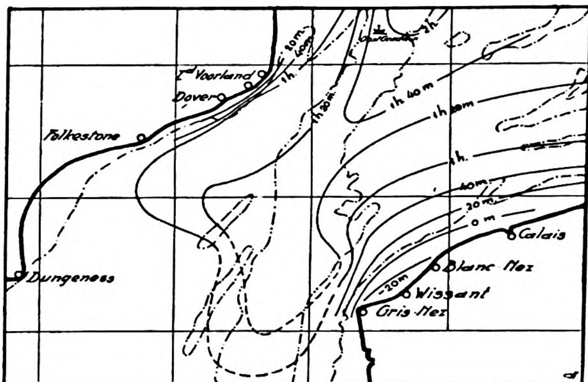


Fig. 24. Tijdlijnen der maximum vloedstroomen ten opzichte van H. W. te Dover.

3°. De kenteringstijdlijnen vertoonen ongeveer hetzelfde beeld als die der maximumstroomen (zie fig. 26 en 27). Vooral de eerstgenoemde figuur toont aan welke belangrijke tijdverschillen bij de kentering van vloed op eb in de raai Gris Nez-Dover worden aangetroffen. De kenteringslijn van vloed op eb beweegt zich in 3 uur tijds van Gris Nez tot Oost Goodwin, die van eb op vloed (fig. 27) in ongeveer 1½ uur. De eerstgenoemde kentering beweegt zich bij Gris Nez uiterst langzaam in noordelijke richting van $2^h20'$ tot 4^h na H. W. Dover. Daarna is de beweging sneller.

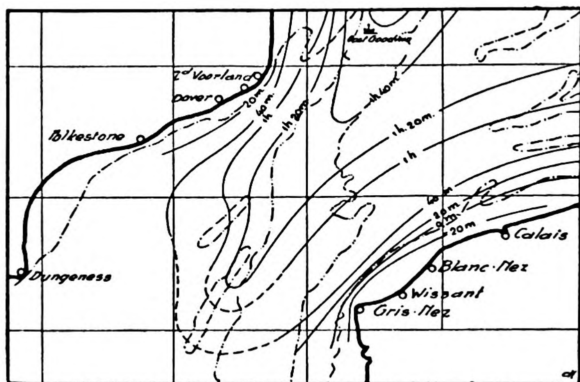


Fig. 25. Tijdlijnen der maximum ebstroomen ten opzichte van L. W. te Dover.

Figuur 28 geeft een samenvatting van de figuren 24, 25, 26 en 27. Het geeft dus niet de details, doch meer de groote lijn van de voortplanting van het horizontaal getij. D.w.z. de kromme, welke het horizontaal getij voorstelt, wordt

sinusoïdaal gedacht, terwijl van een algemeen *phaseverschil* wordt gesproken tusschen het horizontaal getij op verschillende plaatsen in de Hoofden en het verticaal getij te Dover.

De tijdlijnen werden, evenals in de fig. 24 t/m 27, weder om de 20 minuten getrokken.

4°. Het eerste deel van den vloed gaat voornamelijk in de richting van de Vlaamsche banken, terwijl het middendeel recht de Noordzee in gaat en het laatste gedeelte meer naar de Engelsche zijde van de Noordzee trekt. Het eerste deel der eb komt weder voornamelijk uit de richting van de Vlaamsche banken, het middendeel der eb komt alzijdig toegestroomd en het laatste deel hoofdzakelijk uit het Noorden (zie fig. 28).

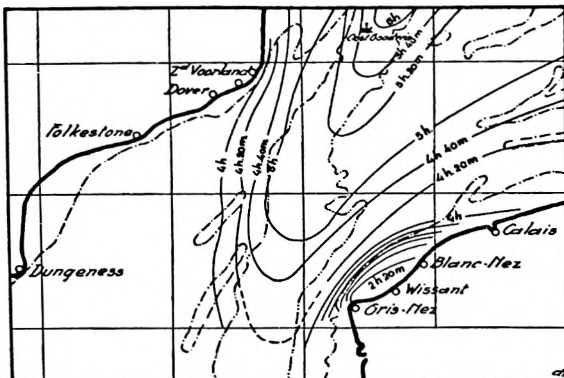


Fig. 26. Tijdlijnen der kenteringen van vloed op eb ten opzichte van H. W. te Dover.

5°. De tijden gedurende welke de eb en de vloed in de raai stroomen, zijn, indien deze over de volle breedte als één geheel worden beschouwd, nagenoeg even lang (6 uur 12 min.).

De kenteringstijden der stroomen kunnen natuurlijk tengevolge van weersomstandigheden wel eens sterk verschillen met de hierboven voorgestelde normale.

Ter bepaling van het verloop van het verticaal getij in de Hoofden werden een tweetal „De Vries-meters" (zie § 39) gelegd nabij het meetpunt O op de Varne (fig. 5, juiste plaats 1°21,2' O. L. en 59°59, 0' N. B.). De meting had zonder onderbreking plaats tusschen 13 Juni en 29 Juni en tusschen 17 Juli en 3 Augustus 1934. De twee registreerende meters dienden voor onderlinge contrôle.

Eenzelfde stel werd gelegd van 13 Juni—2 Juli, van 2 Juli—16 Juli en van 20 Juli—4 Augustus 1934 nabij Kaap Gris Nez (juiste plaats 1°35,2' O. L. en 50°52,7' N. B.).

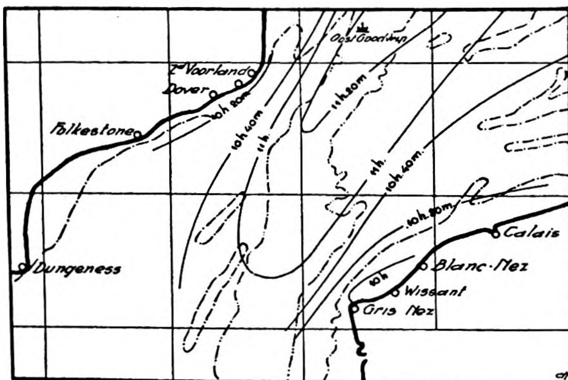


Fig. 27. Tijdlijnen der kentering van eb op vloed ten opzichte van H. W. te Dover.

Er bleek uit de verkregen waarnemingen, dat de tijdlijnen van het verticaal getij met hun top naar het zuidwesten gericht zijn en dat dus de door het Tidal Institute te Liverpool vermoede vormen dezer lijnen (zie bv. 50, 1932) beter zijn dan die der Deutsche Seewarte. Deze laatste in-

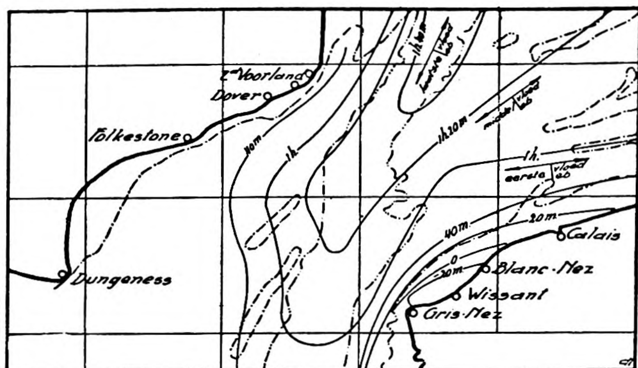


Fig. 28. Algemeen phaseverschil tusschen het horizontale getij en het verticale getij te Dover. Het horizontale getij ijlt na.

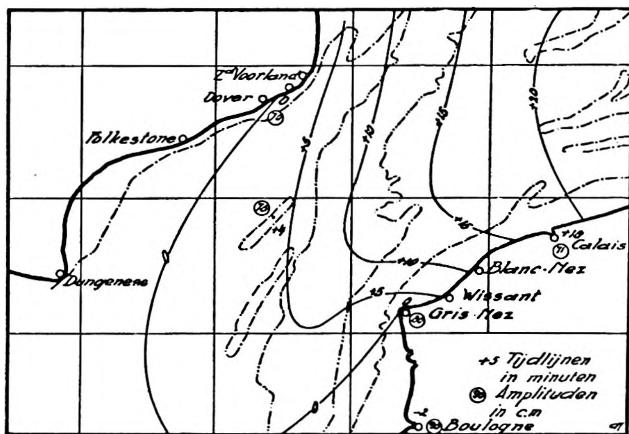


Fig. 29. Tijdlijnen en amplituden van het M_2 getij in de periode van waarneming.

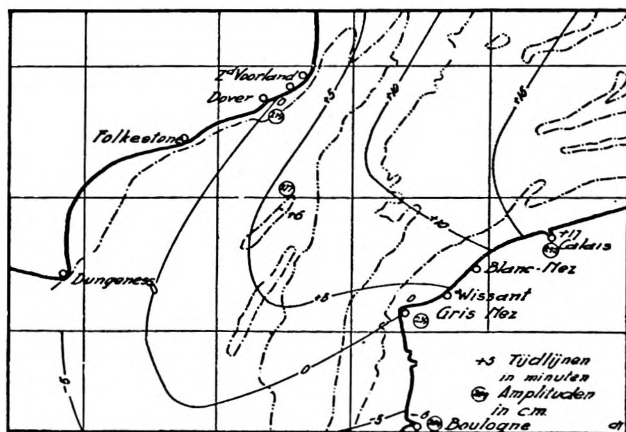


Fig. 30. Tijdlijnen en amplituden van het S_2 getij in de periode van waarneming.

stelling teekent namelijk den top der tijdlijnen in de richting der voortplanting, dus met den top naar het noordoosten.

Hieronder worden in staatvorm de M_2 en S_2 getijen voor Boulogne, Calais, Dover, Varne en Gris Nez weergegeven, zoals die uit onze waarnemingen konden worden berekend. De registreerende peilschalen der drie eerstgenoemde plaatsen werden gedurende de genoemde meetperioden ook nauwkeurig waargenomen.

	M_2-getij		S_2-getij	
	Amplitude	Tijdverschil	Amplitude	Tijdverschil
Boulogne	284 cm	— 6 min.	95 cm	— 2 min.
Dover	219 „	0 „	70 „	0 „
Gris Nez	259 „	0 „	80 „	0 „
Varnebank	277 „	+ 6 „	76 „	+ 4 „
Calais	242 „	+ 17 „	71 „	+ 18 „

In de figuren 29 en 30 worden deze gegevens overzichtelijk voorgesteld. Opmerkelijk is de groote amplitude op de Varne, welke nagenoeg even groot is als die te Boulogne en belangrijk grooter dan die van het nabijgelegen Dover.

§ 15. SNELHEDEN EN AFVOEREN IN DE RAAI DER HOOFDEN.

Fig. 31 geeft van maanuur tot maanuur de loodrecht op de raai staande componenten der snelheden in het profiel van Gris Nez tot Zuid Voorland, zooals zij aan boord van de „Oceaan" werden opgenomen en daarna met behulp van de in § 13 te vinden tabel werden gereduceerd.

Het zijn de gemiddelde snelheden, gerekend van den bodem tot aan de oppervlakte.

De snelheidsverdeeling in de raai is volgens fig. 31 dus in normale gevallen als volgt:

Ten tijde van H. W. te Dover: De vloedstroom heerscht over de volle breedte. De gemiddelde snelheid bedraagt in het midden ± 0,80 m/sec., aan de kanten ± 1,00 m/sec.

1 *maanuur na H. W.*: De vloedstroom bereikt een maximum, welke over de geheele breedte vrijwel constant is en ongeveer 1 m/sec. bedraagt. Aan de oevers neemt de stroom reeds af.

2 *maanuren na H. W.*: De vloedstroom is vooral onder de kust van Gris Nez sterk afgenomen en is daar zelfs reeds ongeveer gekenterd.

3 *maanuren na H. W.*: Bij Gris Nez heerscht thans ebstroom, bij Zuid Voorland kentering. Het voornaamste deel der raai bezit nog een gemiddelde vloedstroom van ruim 0,60 m/sec.

4 *maanuren na H. W.*: Langs de oevers stroomt de eb naar het Zuidwesten, terwijl de vloed in het middengedeelte nog een weinig doortrekt.

5 *maanuren na H. W.*: Thans heerscht op alle plaatsen eb; aan de kanten 0,40 à 0,50 m/sec., in het midden ± 0,20 m/sec.

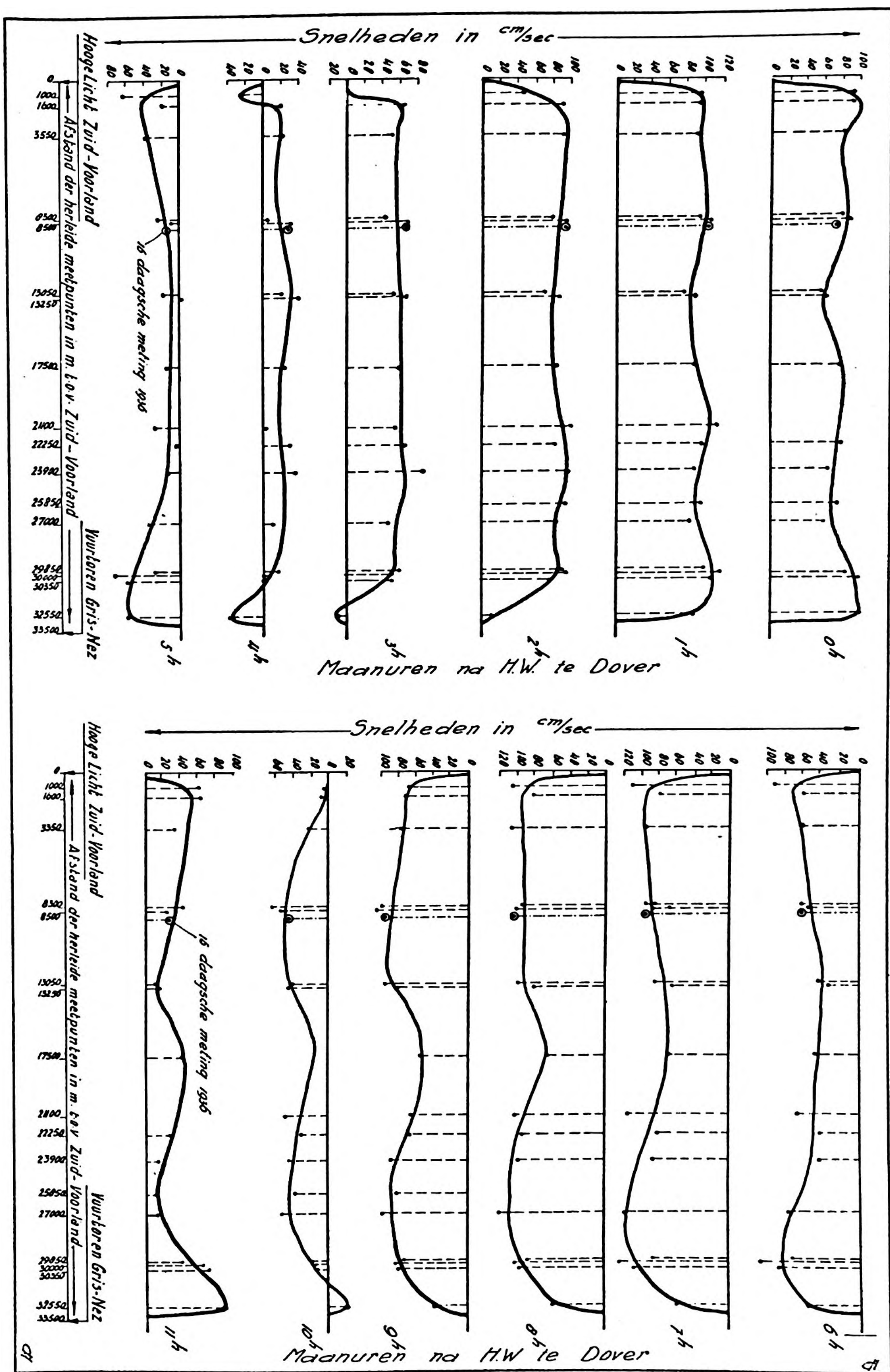


Fig. 31. Stroomverdeeling in het profiel van Gris Nez tot Zuid-Voorland.

6 *maanuren na H. W.*: Versterking van het ebgetij.

7 *maanuren na H. W.*: Idem. De snelheden bereiken, op ongeveer 7 km uit de Fransche kust, maxima van ongeveer 1,20 m/sec. Die onder de Engelsche kust blijven iets zwakker, namelijk ± 1 m/sec.

8 *maanuren na H. W.*: Vrijwel als voren, doch de stroomen onder de Fransche kust nemen reeds een weinig af, terwijl die van het midden der zeeëngte nog toenemen.

9 *maanuren na H. W.*: Afname van den ebstroom over de geheele breedte, vooral echter onder Gris Nez.

10 *maanuren na H. W.*: Verdere afname. Kentering bij Zuid Voorland, reeds vloedstroom bij Gris Nez.

11 *maanuren na H. W.*: De vloed trekt thans overal in, het hardst onder Gris Nez.

Men ziet hieruit dus weder:

1°. Voor het middengedeelte is de waterbeweging vrij regelmatig. De kenteringen geschieden er vrijwel gelijktijdig, terwijl de maxima ook ongeveer gelijktijdig optreden en grootten van 1,00 à 1,20 m/sec. bereiken.

2°. De stroomen langs de oevers kenteren eerder dan de centrale watermassa en bereiken ook eerder hun maxima. Voor de kustwateren bij Gris Nez is dit phaseverschil grooter dan voor die bij Zuid Voorland.

(Dergelijke phaseverschillen zijn langs kusten steeds waar te nemen. Zij ontstaan door de verschillen in hoeveelheid van beweging der watermassa's, die aan de oevers eerder zijn uitgeput dan in zee).

3°. De vloedstroom schijnt niet veel krachtiger te zijn dan de eb, althans op sommige plaatsen. Dit wordt hieronder nader behandeld.

Fig. 32 geeft de *afvoerkromme* van de Hoofden. Door de gevonden gemiddelde snelheden, welke in fig. 31 door punten werden voorgesteld, werden vloeiende kromme lijnen getrokken, welke als de meest waarschijnlijke snelheden op een bepaald uur werden aangehouden. Het profiel werd verdeeld in vakken van constante snelheid over de geheele breedte van een vak en deze snelheid werd vermenigvuldigd met de bijbehoorende oppervlakte van het vak. De wisselende waterstanden en snelheden werden dus van uur tot uur in acht genomen.

Als vakbreedte werd 1 kilometer genomen. Door optelling der vakafvoeren verkreeg men de totale afvoeren door de raai als functie van den tijd. Deze werden grafisch voorgesteld in fig. 32, terwijl hierin tevens de gemiddelde getijlijnen van Dover en Gris Nez werden aangegeven.

Er blijkt uit, dat in de Hoofden per gemiddeld getij een hoeveelheid van 19,146 *milliard* m^3 *met de vloed* naar het noordoosten trekt en dat *met de eb* 16,907 *milliard* m^3 naar het zuidwesten wordt gevoerd.

Dit geeft een *normaal vloedoverschot van* 2,239 *milliard* m^3 *per getij*.

Het totaal vermogen (eb + vloed) van de Hoofden bedraagt normaal 36,054 *milliard* m^3 per getij.

Ter vergelijking kunnen hier de vermogens van het Vlie, de Schelde en den Rotterdamschen Waterweg worden genoemd. Dat van het Vlie bedraagt in het nauwste gedeelte in normale gevallen 1,6 milliard, dat van de Schelde bij Vlissingen 2,2

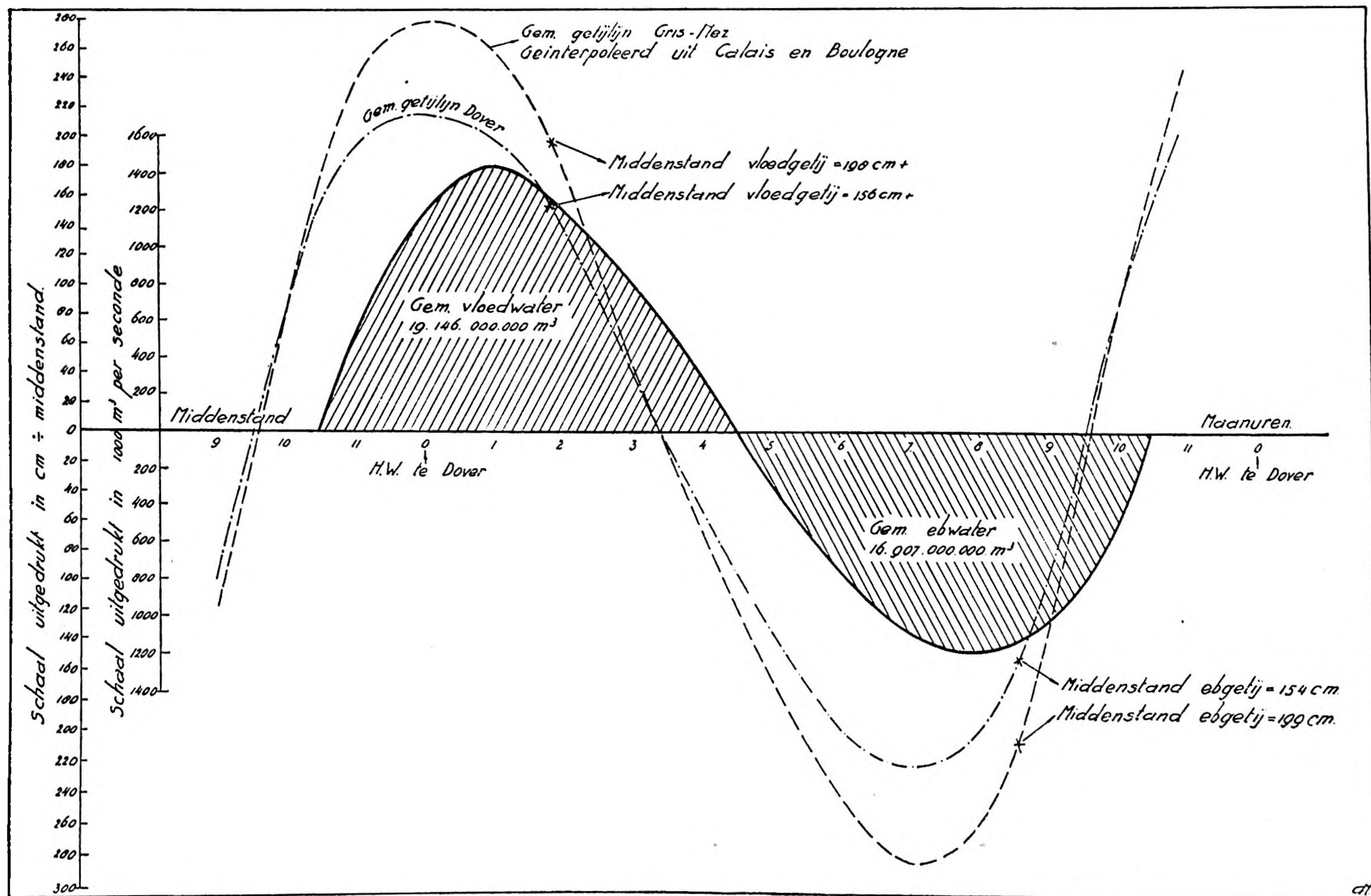


Fig. 32. De afvoerkromme van de Hoofden.

milliard en dat van den Waterweg bij den Hoek 0,16 milliard m³ per getij. (Waterstaatsmetingen 1931—1935).

Het totale bedrag dat de Boven Rijn per dag aanvoert is normaal 0,1 milliard per getij, dat is dus het $^1/_{22}$ste deel van den normalen aanvoer uit de Hoofden.

Uit fig. 32 blijkt voorts, dat het totale horizontaal getij der Hoofden ongeveer 1 maanuur in phase ten achter staat bij het plaatselijk verticaal getij. De algemeene kentering van eb op vloed vindt plaats bij een stand van ongeveer 1,65 m + middenstand, die van vloed op eb bij een stand van ongeveer 1,10 m — middenstand.

De vloedstroom vindt gemiddeld een ruimer profiel dan de eb. Vooral is dit het geval bij giertijen. Bij normale getijen is de gemiddelde waterstand tijdens vloedstroom $\frac{1,98 + 1,56}{2} = 1,77$ m boven den middenstand en die tijdens ebstroom 1,77 m beneden den middenstand.

§ 16. STROOMROZEN.

In fig. 33 werden de stroomrozen geteekend voor de tot normaal getij gereduceerde stroomen, welke in de meetpunten werden bepaald (gemiddelden der verticaal).

Er blijkt uit, dat de rozen tamelijk plat van vorm zijn, m.a.w. dat er een uitgesproken vloed- en een uitgesproken ebrichting bestaat, hetgeen trouwens in verband met de nabijheid der kusten en den halsvorm der zeestraat geen verwondering wekt. Tijdens de kenteringen kan de richting in belangrijke mate afwijken van de normale.

De groep bij Zuid Voorland A, B, en C vertoont een draaiingsrichting tegen de zon in; de middengroep D_1, D_2, D_3, E_1, E_2, F en G een draaiing met de zon mee. Nabij Griz Nez bezitten de stroomen van groep H, I, L, M_1, M_2, M_3 en N weder een draaiingsrichting tegen de zon in.

Het middendeel van de raai vertoonde dus stroomen met een positieve, die langs de oevers stroomen met een negatieve draaiing. In de verder noordoostwaarts gelegen punten overheerschte daarentegen in het midden een draaiing in negatieven zin (T, U, V, W, X, IJ) en aan de kanten een positieve (R, IJ_2, Z).

De stroomroos van punt Q vertoonde een abnormalen vorm. Dit is toe te schrijven aan het buitengewoon dood getijde en aan de weinig stabiele windverhoudingen tijdens de meting in dat punt. In normale omstandigheden moet de stroomroos van Q met die van punt L overeenkomen.

Aan te nemen is, dat de stroomrozen in sterke mate van wind en luchtdruk afhankelijk zijn, zoodat men omtrent de waargenomen draaiingsrichtingen niet te vergaande conclusies zal moeten trekken. Hoogstens kan men er een vermoeden uit putten, dat de draairichting ten oosten der zeestraat anders is dan ten westen ervan. De scheidingslijn loopt dan ongeveer in het diepwaterkanaal van noord naar zuid.

Plocq (135, 1863, blz. 124) kent een verstrekkende uitwerking aan de draaiende stroomen in dit gebied toe. Hij neemt aan (zonder bewijs overigens), dat door deze draaistroomen een vervoer van zand van de banken naar het strand en omgekeerd plaats vindt en hij meent daardoor de aanwezigheid der Vlaamsche banken te kunnen verklaren („les courants giratoires du littoral français entretiennent d'une manière continue la formation des bancs aux dépens des plages et l'ensablement des plages aux dépens des bancs". „On peut penser que les bancs du large sont la conséquence des courants orbitaires, qui sont eux mêmes la conséquence des courants transversaux sur les plages basses" (blz. 126)).

Een en ander berust op een sterk overdreven voorstelling van wat het begrip „draaistroom" voor dat gebied eigenlijk inhoudt. De dwarse kenteringsstroompjes

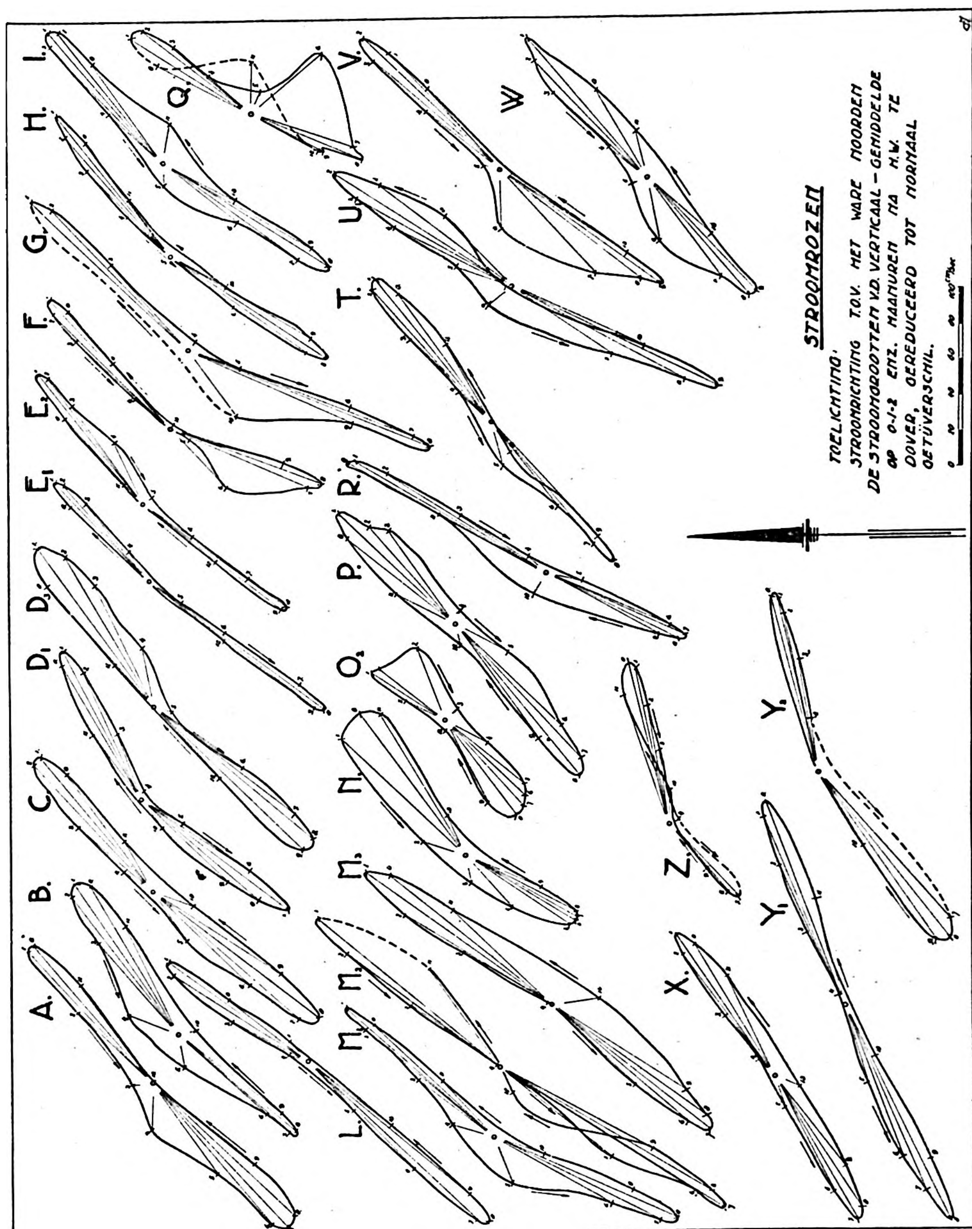


Fig. 33. Stroomrozen der meetpunten in de Hoofden.

zijn er zoo gering, dat deze practisch verwaarloosd kunnen worden en zeker geen zand kunnen vervoeren. Hoogstens eenig slib over geringe afstanden.

De door PLOCQ en DE MEY, (127, 1885) genoemde theorie, dat de zeeëngte van Dover in drie deelen zou zijn te splitsen; een noordelijke bij de Engelsche kust met negatieve draairichting; een zuidelijke bij de Fransche kust met positieve draairichting en een middendeel zonder draaiing, moet als niet geheel juist worden opgevat.

Haast nergens vindt men in zee eb- en vloedstroomen, die volkomen in elkaars verlengde blijven gedurende een geheel getij. Langs kusten zonder riviermonden en in zeestraten vindt men de meest afgeplatte stroomrozen, omdat de stroomen daar leiding hebben.

§ 17. STERKSTE STROOMEN TIJDENS EEN NORMAAL GETIJ.

Zoowel de maxima der oppervlaktestroomen als die der gemiddelde en der bodemstroomen werden in de figuren 7 en 8 aangegeven. Allen werden gereduceerd tot het normaal getij.

De krachtigste bodemstroomen (0,15 m + bodem) wisselen van ongeveer 35 tot 60 cm/sec. Dit zijn betrekkelijk geringe snelheden, welke bij een zandbodem eenig zand kunnen opwervelen. Tijdens uiterste giertijen zouden deze stroomen tot 50 à 90 cm/sec. kunnen vermeerderen (50% meer) en alsdan eenig zand met een gemiddelde korrelgrootte van ongeveer ½ mm middellijn kunnen vervoeren. Stormen zouden deze uiterste snelheid zelfs nog hooger kunnen opvoeren, zooals CARRUTHERS' metingen bij de Varne bewijzen. Zie hiervoor § 19 en § 28.

De maximum snelheden der verticaalgemiddelden wisselen bij normale getijden van ongeveer 90 tot 120 cm/sec., terwijl de oppervlaktesnelheden in normale gevallen maximaal een bedrag van ongeveer 100 à 150 cm/sec. bereiken.

In het algemeen loopen de stroommaxima voor de verschillende meetpunten betrekkelijk weinig uiteen.

Het gemiddelde van alle maximum vloedgemiddelden (v_{vert}) in de raai is 108 cm/sec., dat van alle maximum ebgemiddelden (v_{vert}) 110 cm/sec.

Het gemiddelde van alle maximum vloedbodemstroomen in de raai is 51 cm/sec., dat van alle maximum ebbodemstroomen 53 cm/sec. Het gemiddelde van alle maximum vloedoppervlaktestroomen in de raai is 132 cm/sec. en van alle maximum ebopppervlaktestroomen 134 cm/sec. Al deze cijfers zijn gemiddelden van tot normaal getij gereduceerde stroomen.

De maximum ebsnelheden zijn dus iets overheerschend, doch dit mag geen naam hebben. De totale hoeveelheden zijn bij vloed echter grooter dan bij eb, omdat het oppervlak van het doorstroomingsprofiel grooter is tijdens vloed dan tijdens eb (zie § 15).

§ 18. VERGELIJKING VAN ONZE STROOMMETINGEN IN DE HOOFDEN MET DE BUITENLANDSCHE.

Hiervoor wordt o.a. verwezen naar de stroomatlas van de Deutsche Seewarte; [1]) aan welker samenstelling een reeks stroomwaarnemingen ten grondslag hebben gelegen.

In het geheel worden hier 360 stations genoemd, waarvan de volgende drie in het oostelijk deel van het Kanaal voor ons van belang zijn.

Station 115 bij Kaap Gris Nez: Tijdens een springtij werd hier een maximum vloedstroom van 3,2 zeemijl (1,65 m/sec.) en een maximum ebstroom van 1,54 m/sec. gemeten.

---

[1]) Atlas der Gezeiten und Gezeitenströme für das Gebiet der Nordsee, des Kanals und der britischen Gewässer (HAMBURG, ECKHARDT und MESSTORFF, 1925, blz. 5, 6, 7).

Station 117 bij het Varne vuurschip: Tijdens een normaal getij een maximum vloedstroom van 0,82 m/sec. en een maximum ebstroom van 0,92 m/sec.

Station 122 bij Dover: Tijdens een springtij een maximum vloedstroom van 1,39 m/sec. en een maximum ebstroom van 1,29 m/sec.

Voorts kwamen tijdens springvloed bij Dungeness maxima voor van 0,77 m/sec. en aan de zuidzijde van de Ridge 0,92 à 1,03 m/sec. Vergelijkt men deze oppervlaktestroomen met de door ons gemetene, dan blijken zij ongeveer overeen te stemmen.

Het is jammer, dat de juiste grootten van de verticale getijden te Dover niet zijn aangegeven, daar anders een reductie der stroomen tot het normale getij en dus een nauwkeurige vergelijking met onze waarnemingen mogelijk zou zijn geweest.

Dergelijke stroomatlassen zijn overigens vrij betrouwbaar.

In de uitgave der Britsche Marine: „Tides and Tidal streams of the British Islands" (1909) worden op blz. 36 maximum oppervlaktestroomen genoemd van 1,50 m/sec. (Varne), 1,60 m/sec. (Gris Nez), 1,40 m/sec. (bij Dover), 1,50 m/sec. (Zuid Goodwin), 2,00 m/sec. (Oost Goodwin) en op blz. 72: 1,30 à 1,50 m/sec. (Sandettie). Deze stroomen zijn de maxima tijdens giertijden. Zij komen goed met de onze overeen.

Deze uitgave der Britsche Marine zal binnenkort in herdruk verschijnen en zeker zullen daarbij eenige details herzien zijn. Vooral de richtingen en de juiste vorm der stroomrozen zullen wel eenige wijziging ondergaan.

A. Plocq (135, 1863 blz. 116) noemt als maxima (oppervlakte-springtijsnelheden):

	vloedstroom	ebstroom
op Bassure de Baas	1,80 m/sec.	1,50 m/sec.
„ Ridens	1,80 „	1,50 „
„ Colbart (Ridge)	2,00 „	1,85 „
„ Sandettie	1,50 „	1,45 „
„ Falls	1,70 „	1,65 „
voor Boulogne	1,50 „	1,35 „
„ Gris Nez	2,05 „	2,00 „
„ Calais	2,15 „	2,05 „
„ Duinkerken	1,50 à 1,80 „	1,30 à 1,50 „

Deze zijn ook als tamelijk juist te beschouwen. Wat de ebduur betreft, zegt Plocq, dat deze gemiddeld 1½ à 2 uren langer duurt dan de vloed (blz. 120). Dit is, zooals wij zagen, onjuist. In de raai Gris Nez-Zuid Voorland is gemiddeld de ebduur even lang als de vloedduur (Zie figuur 30). Het verschil tusschen de cijfers voor vloed- en ebstroom schijnt voorts overdreven.

De *overwegende vloedstroom in de Hoofden* (gain du flot), die in de literatuur steeds als vaststaande wordt aangenomen — en ook inderdaad bestaat — blijkt niet duidelijk uit de in de stroomatlas van de Deutsche Seewarte gepubliceerde gegevens. Immers slechts bij Gris Nez en Dover is het maximum tijdens den vloed iets grooter dan tijdens de eb, terwijl bij Dungeness geen verschil werd opgemerkt en aan de Zuidwestpunt der Ridge en bij het Varne-vuurschip zelfs een omgekeerde verhouding werd waargenomen.

In „Tides and Tidal streams" (1909) wordt dit vloedoverschot der maxima (oppervlaktestroom bij giertijen) aangenomen op: 5 mijlen ten oosten van Dungeness

0,10 m/sec., bij de ZW.punt van de Ridge 0,10 m/sec., bij de Varne 0,40 m/sec. bij Dover 0,10 m/sec., bij Gris Nez 0,10 m/sec., bij Zuid Goodwin 0,40 m/sec., bij Oost Goodwin 0, bij Ruytingen 0. Deze cijfers kunnen als verouderd worden beschouwd.

Van veel belang zijn de reeds tevoren genoemde metingen van CARRUTHERS van de Britsche Visscherijonderzoekingsdienst bij het Varne-vuurschip (**21**, 1928 en 1934).

Het door hem uitgevonden toestel bestaat uit een door den stroom bewogen molen, welke na een bepaald aantal omwentelingen een kogeltje uit een reservoir doet vallen in een bakje, dat in verschillende sectoren is verdeeld. Boven dit bakje is aan een draaibaar gootje een magneet bevestigd, zoodat de kogels in verschillende afdeelingen van het bakje terecht komen indien de stroomrichting verandert, en deze dus meteen eenigszins bepaald kan worden uit het aantal kogeltjes in elk der afdeelingen. Werkt het instrument nu gedurende een volledig getij, dan vindt men bv. 100 kogels in NO. en 120 in ZW.-richting. Er wordt dan uit afgeleid, dat een stroomoverschot overeenkomende met 20 kogels aanwezig geweest is in ZW.-richting.

Details van de stroomsterkten en -richtingen, zoomede de uitersten ervan geeft het instrument niet, doch wel de totale vloed- en ebhoeveelheden. Voor het geval een draaiende getijstroom aanwezig is, wordt de stroomellips eenigszins aangegeven door de verhouding van het aantal kogels in de sectoren van het bakje.

Het voordeel dezer methode is, dat een lange serie gegevens wordt verzameld onder alle omstandigheden van wind en getij; het nadeel, dat deze waarneming slechts op één enkel punt geschiedt en dat geen details worden verkregen. In § 19 zal nader op de metingen bij het Varne-vuurschip worden ingegegaan. [1])

Een tweede reeks waarnemingen, welke voor de kennis van de stroombeweging in de Hoofden van belang is, is die van HELDT bij het vuurschip Sandettie (**83**, 1923).

De waarnemingen geschiedden met een log van 1 October 1920 tot 1 October 1921. Er werden dus uitsluitend oppervlaktestroomen gemeten.

De gemiddelde maximum oppervlaktesnelheden bedroegen voor vloed 1,03 m/sec., voor eb 1,28 m/sec. De eb is hier dus schijnbaar overheerschend, doch daar de vloedstroom volgens HELDT langer duurt dan de eb ($5^3/_4$ *h* tegen $4^1/_4$ *h*) is de totale vloedweg een weinig meer dan de totale ebweg. De verhouding van vloed- en ebweg vindt HELDT ongeveer als 4,5 : 4,3. Het vloedtransport moet echter meer overheerschen dan deze verhouding aangeeft, daar tijdens vloed grootere profielen aanwezig zijn dan bij eb. De richtingen van vloed- en ebstroom werden in elkaars verlengde geteekend, doch daar de stroomroos niet werd bepaald, is dit als niet meer dan globaal aan te nemen.

Fig. 34 geeft eenige grafieken, welke uit HELDT's publicatie werden overgenomen. De stroomkrommen werden door hem niet vloeiend geteekend, daar zeer lange kenteringstijden werden waargenomen. Waarschijnlijk is dit een gevolg van de lange ankerketting van het vuurschip, waardoor het rondzwaaien lang duurde. Tijdens dit rondzwaaien heeft het water natuurlijk geen snelheid ten opzichte van het schip.

Men mag gerust aannemen, dat in werkelijkheid het verloop der snelheden steeds volgens vloeiende lijnen en min of meer sinusoïdaal geschiedt, daar de hoeveel-

---

[1]) Onlangs werd door ons een Carruthers-driftmeter aangeschaft. Bij nadere kennismaking viel dit toestel, zooals Carruthers zelf trouwens had waargenomen, niet mee. Het hoofdbezwaar is, dat er geen rechtlijnig verband bestaat tusschen de stroomsnelheid en de ronddraaiing der wieken. (Zie Naschrift).

heden van beweging van de betrokken watermassa's groot zijn. Het gaan door de nullijn van de stroomkromme is geen reden tot het aannemen van knikken.

In de grafieken van fig. 34 worden de normale giertij stroomkrommen voor het Sandettie lichtschip aangegeven en de afwijkingen welke daarin volgens HELDT bij harde zuidweste- of noordooste winden kunnen optreden. Deze normale giertijen worden in Frankrijk met het cijfer 100 aangegeven. Dit is dus in afwijking met hetgeen door ons als gewoonte werd aangenomen, namelijk dat het gemiddeld getij met 100 wordt aangeduid.

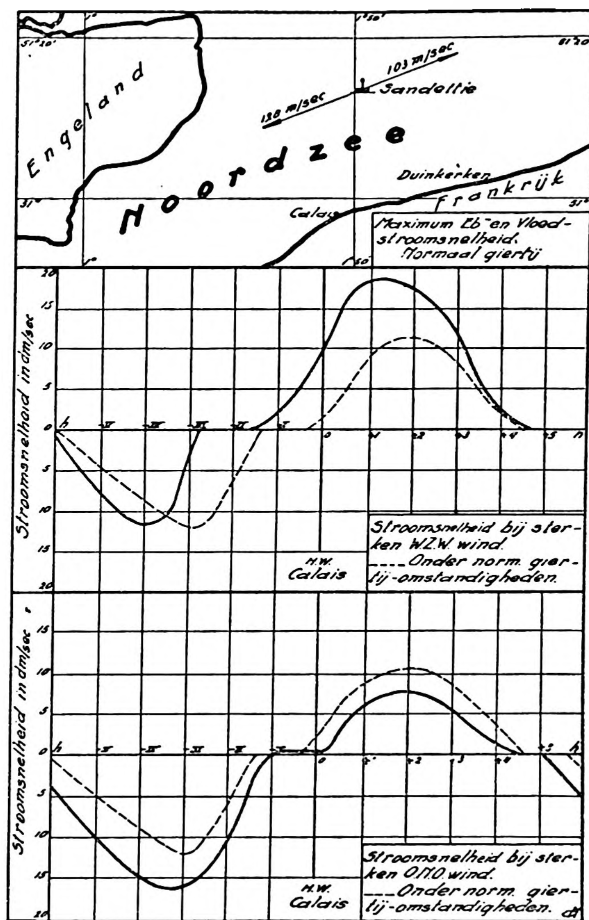


Fig. 34. Stroommetingen bij het Sandettie lichtschip volgens HELDT. (1923)

Tijdens Z.W.stormen zou de ebstroom iets vervroegd en in tijdsduur verkort worden, doch overigens hetzelfde maximum behouden als in normale gevallen; de vloedstroom zou in duur en grootte toenemen. Het maximum zou kunnen worden 1,80 m/sec.

Tijdens N.O.stormen zou de vloedstroom afnemen in duur en grootte (maximum 0,78 m/sec.), de ebstroom toenemen (maximum grootte 1,60 m/sec.).

Dit zijn, zooals gezegd, allen gemiddelde oppervlaktesnelheden tijdens de normale giertijen waarop het cijfer 100 der Franschen betrekking heeft.

In het laatst van 1935 is CARRUTHERS begonnen de stroomen bij het Fransche lichtschip Sandettie te meten met zijn zoogenaamde verticale log. Een nagenoeg loodrecht hangende staaf wordt hierbij met behulp van radiaal daarop bevestigde schoepen door den stroom rondgedraaid, terwijl het aantal omwentelingen bij elke kentering op een toerenteller bij het ophangpunt wordt afgelezen. Er worden daarbij waarden gevonden welke blijkbaar niet veel van die van HELDT afwijken. Men zie hiervoor ook de figuren 22 en 36.

Een en ander met onze waarnemingscijfers vergelijkende, is de overeenstemming wel bevredigend, hoewel men niet geheel tot een volledige vergelijking kan komen, omdat door ons op andere plaatsen werd gemeten dan door de hierboven genoemde waarnemers.

Een tamelijk groote uitzondering maken de metingen van CARRUTHERS bij de Varne, waar door hem gemiddelde snelheden van slechts 42 cm/sec. worden gevonden, terwijl wij op dezelfde diepte in deze buurt gemiddelde stroomen van ruim 70 cm/sec. waarnamen. Het is mogelijk dat het door CARRUTHERS gebruikte toestel te zwaar en dus niet goed liep, of anders moet hier een gebied van plaatselijke zwakke stroomen worden aangenomen, hetgeen met het oog op de groote regelmatigheid dezer stroomen niet zeer waarschijnlijk lijkt. (Zie „Naschrift").

Vergelijkt men de snelheden in de Hoofden met die, welke in onze rivieren voorkomen, dan blijken zij ongeveer dezelfde grootte te hebben. De gewone maximum oppervlaktesnelheden zijn in onze benedenrivieren op ongeveer 1m/sec. te stellen, terwijl in den Rotterdamschen Waterweg en op andere plaatsen in de zeegaten oppervlaktestroomen van 1,50 à 2,00 m/sec. tot de normale behooren.

Men is dikwijls geneigd aan plaatsen met groote verticale getijrijzingen ook zeer sterke stroomingen toe te kennen, doch dit is onverantwoord. In den mond van den Rotterdamschen Waterweg komen bij een normaal tijverschil van slechts 1 ½ m grootere stroomen voor dan in de Hoofden, waar het tijverschil gemiddeld 7 à 8 m bedraagt, terwijl dit voorbeeld één is uit vele.

§ 19. DE DRIFT DOOR DE HOOFDEN.

In de eerste publicatie „Varne I" blz. 83 (1926-28) komt Dr. CARRUTHERS tot een gemiddelde reststroom van 1,47 mijl per getij (2,7 km); in de tweede „Varne II" (1928—1935) iets hooger, nl. 1,65 mijl per getij (3 km) of 6,8 cm/sec. Het eerste bedrag is het gemiddelde van de volgende cijfers:

zomer	1926:	2,07	mijl	per	2	getijden	of	4,3 cm/sec.
herfst	1926	3,66	„	„	2	„	„	7,5 „
winter	1926	2,98	„	„	2	„	„	6,2 „
voorjaar	1927	2,36	„	„	2	„	„	4,9 „
zomer	1927	2,86	„	„	2	„	„	5,9 „
herfst	1927	3,30	„	„	2	„	„	6,8 „
winter	1927	3,40	„	„	2	„	„	7,0 „

Bijzonder groot is de gevonden drift niet. J. P. VAN DER STOK (174, 1905 II, blz. 58) berekende uit langdurige waarnemingen van de oppervlaktestroomen bij de lichtschepen voor onze kust de volgende vloeddriften:

Noordhinder	2,24	cm/sec., richting . .	N 20° E
Schouwenbank	4,92	„ , „ . .	N 33° E
Maas	6,20	„ , „ . .	N 11° E
Haaks	7,00	„ , „ . .	N 2° E
Terschellingerbank	5,84	„ , „ . .	N 54° E

De uiterste gevallen werden door CARRUTHERS waargenomen in Januari 1930 en in December 1927 als volgt:

Het *grootste vloedoverschot* was in Januari 1930 tijdens Zuidwesterstormen 21 mijl per 2 getijden (19,5 km per getij) of 43,6 *cm/sec.* Het *grootste eboverschot* werd gevonden in December 1927 namelijk — 11,9 mijl in 2 getijden (— 11,1 km per getij) of — 24,8 *cm/sec.*

Fig. 35 geeft een inzicht in de schommelingen dezer drift, welke hoofdzakelijk door meteorologische en mogelijk ook door andere, meer periodiek werkende oorzaken worden teweeggebracht. Voor deze teekening werd uitgegaan van de oorspronkelijke meetgegevens, die Dr. CARRUTHERS zoo welwillend was te verstrekken.

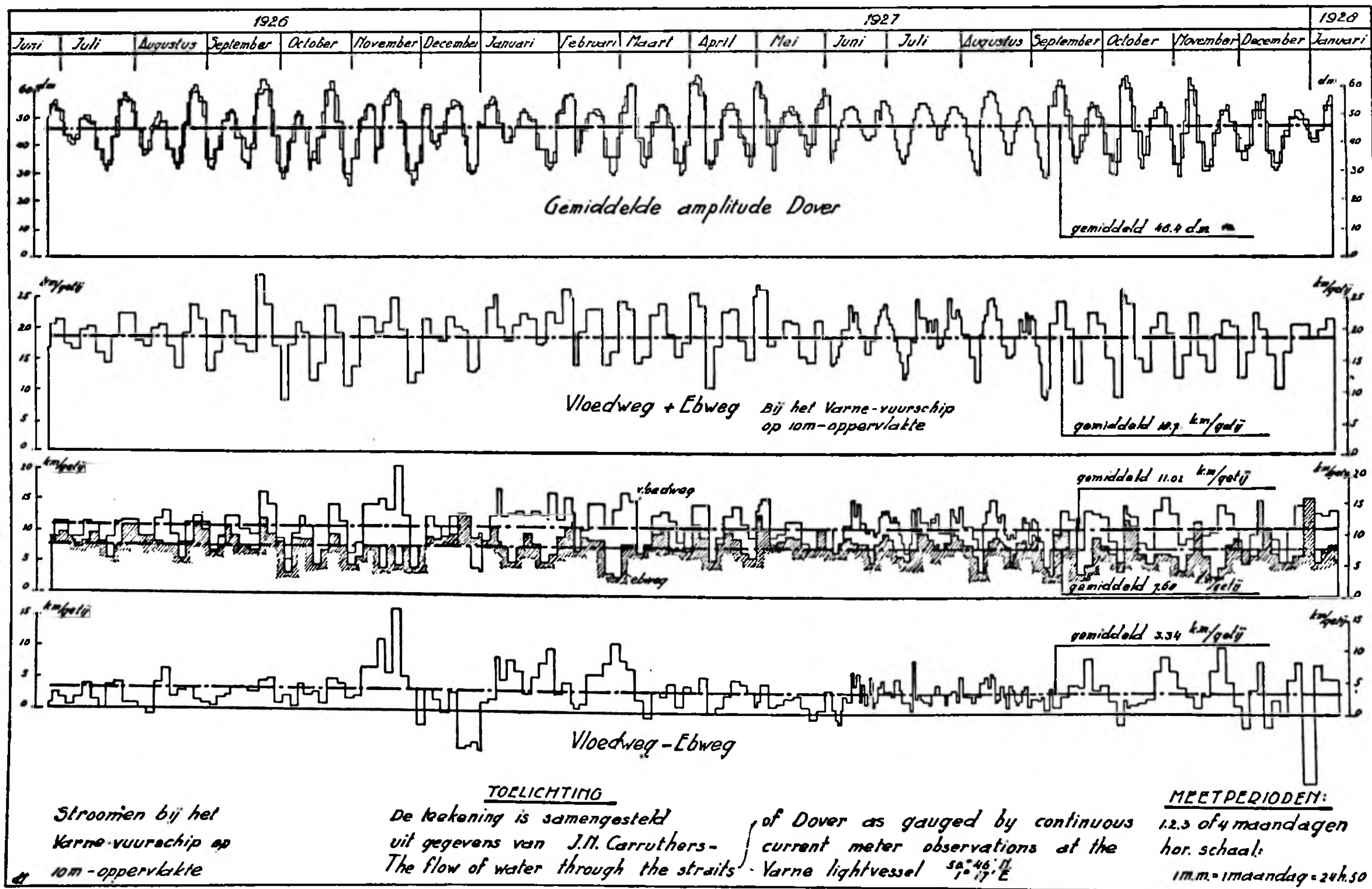


Fig. 35. Overzicht van de Stroommetingen bij het Varne-lichtschip.

De bovenste grafiek van fig. 35 geeft de amplitude van het verticaal getij te Dover (gemiddeld 4,64 m in het beschouwde tijdvak van Juni 1926 tot Januri 1928). De tweede geeft de som van de vloed- en ebwegen van het horizontaal getij bij het Varne-vuurschip op 10 m beneden de oppervlakte (gemiddeld 18,7 km/getij of 42 cm/sec.). De derde stelt de eb- en vloedwegen afzonderlijk voor (ebweg gemiddeld 7,68 km/getij of 34,5 cm/sec.; vloedweg 11,02 km/getij of 49,5 cm/sec.). De vierde geeft het verschil tusschen vloedweg en ebweg m.a.w. de drift. Deze blijkt meestal positief d.w.z. noordoostgaand te zijn (gemiddeld 3,34 km/getij of 7,5 cm/sec.).

Dit laatste is een weinig hooger dan CARRUTHERS aangeeft doordat de richtingsreductie door ons niet kon worden bepaald. Van veel beteekenis is het verschil intusschen niet.

Verdere gevolgtrekkingen waartoe Dr. CARRUTHERS thans (Varne II, 1935) komt, zijn de volgende:

1°. De toevoeren van Atlantisch water door de Hoofden verhouden zich in voorjaar, zomer, herfst en winter als:

$$77{,}8 : 83{,}3 : 100 : 88{,}9.$$

2°. In de maand November is de toevoer het grootst, in Februari het geringst.

3°. De totale hoeveelheid, welke gemiddeld per getij door de Hoofden stroomt bedraagt ongeveer 3,8 milliard m^3.

Dit laatste is een extrapolatie uitgaande van de veronderstelling dat de drift in één enkel punt van een 41 km breed profiel geldt voor de geheele breedte en diepte van dat profiel. Het genoemde cijfer kan dus niet anders dan globaal zijn.

Reeds in 1907 werd deze hoeveelheid berekend door GEHRKE (73), met een methode die uitging van zoutgehaltegegevens en den jaarlijkschen neerslag in het bekken der Noordzee en in de gebieden der daarop loozende rivieren (KNUDSEN's theorema). Hij kwam daarbij tot een bedrag dat niet zeer veel van dat van CARRUTHERS verschilde, namelijk 2,9 milliard m^3 per getij.

Het door ons gevonden bedrag was (zie § 15)

$$2{,}24 \textit{ milliard } m^3 \textit{ per getij.}$$

Aannemende dat de omstandigheden waaronder werd gemeten normaal waren voor den zomer en uitgaande van de hierboven sub 1°. genoemde verhouding van CARRUTHERS voor de vier jaargetijden, kan men ons bedrag vermenigvuldigen met $\frac{77{,}8 + 83{,}3 + 100 + 88{,}9}{4 \times 83{,}3}$ en vindt dan als waarschijnlijk normaal jaarlijks vloedoverschot:

$$2{,}4 \textit{ milliard } m^3 \textit{ per getij.}$$

De orde van grootte verschilt weinig met het getal van GEHRKE en met dat van CARRUTHERS. Over de vraag, welke der drie de meest juiste is, zou kunnen worden getwist. Dezerzijds wordt gemeend, dat ons cijfer voor de periode van waarneming een hooge graad van nauwkeurigheid bezit, niet alleen omdat de meettoestellen elken dag werden gecontroleerd en de metingen onder voortdurend scherp toezicht stonden, doch ook omdat op meerdere punten der breedte steeds van de oppervlakte tot aan den bodem werd gemeten, terwijl bovendien, dank zij de waarnemingen van CARRUTHERS bij de Varne en bij Sandettie, alle metingen konden worden gereduceerd tot normaal getij. Dat de weersomstandigheden tijdens de 18 dagen, waarop in de raai werd gemeten, abnormaal zouden zijn geweest kan niet worden aangenomen

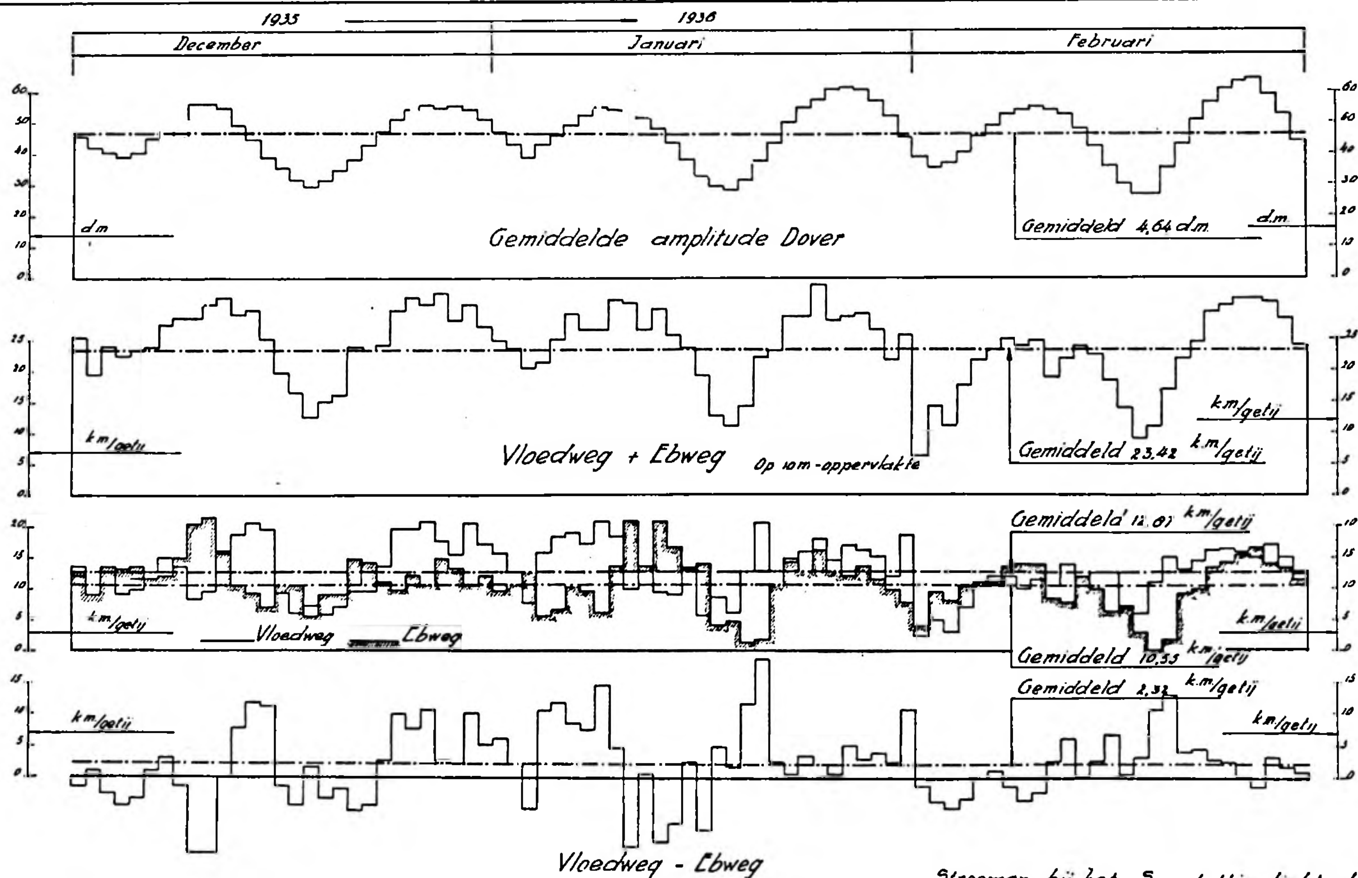


Fig. 36. Overzicht van de Stroommetingen bij het Sandettie-lichtschip.

(zie fig. 5), doch hierbij kunnen in het algemeen natuurlijk wel belangrijke afwijkingen ten opzichte van het normale bedrag ontstaan.

Het door ons genomen profiel bezit een groote nauwkeurigheid, omdat dit werd bepaald door middel van een echotoestel en daarbij zuiver in de raai werd gevaren. GERHKE nam een oppervlak van 1,004 km² aan, terwijl wij vonden 1,37 km² (beneden het middenstandsvlak). CARRUTHERS gebruikte evenals GEHRKE de marinekaarten, welke weliswaar voor navigatiedoeleinden zeer bruikbaar zijn, doch in de grootere diepten toch nogal eenige onnauwkeurigheid kunnen vertoonen. Hij nam zijn profiel niet in de raai Gris Nez-Zuid Voorland, doch zuidoostelijker, namelijk door het lichtschip Varne. Tenslotte mag niet hetzelfde profiel genomen worden voor eb en vloed.

Bij het berekenen van de totale doorstroomingshoeveelheid, uitgaande van een vloedoverschot in één enkel punt, moet eigenlijk den volgenden weg worden bewandeld. In de eerste plaats moeten de gemiddelde stroomen met de formule $v = a \sqrt[5]{h}$ worden bepaald. Daar op 10 m beneden de oppervlakte werd gemeten en de gemiddelde stroomen op 0,4 h boven den bodem voorkomen, moet men voor vloed en eb correcties aan brengen. Vervolgens moeten deze van elkaar worden afgetrokken, om de grootte van de plaatselijke drift te bepalen. Hierbij moet verschil gemaakt worden tusschen het getal verkregen door de eb- en vloedsnelheden van elkaar af te trekken en de eigenlijke drift. Bij deze laatste moeten de totale waterhoeveelheden van elkaar worden afgetrokken en dus rekening gehouden worden met de profielsverschillen tijdens eb en vloed.

Indien de drift door den wind wordt veroorzaakt is deze aan de oppervlakte grooter dan in de diepte. Hieromtrent zijn nog geen meetcijfers beschikbaar. Is het dus reeds gevaarlijk conclusies te trekken omtrent de drift-verhoudingen in verticalen zin, in horizontalen zin is dit nog bedenkelijker, omdat men de factoren die daarbij werken niet kent en ook de stroom tijdens eb of tijdens vloed stroomopwaarts plaatselijk belemmerd kan worden. Zou een meetpunt bijvoorbeeld tijdens een gedeelte der eb in de luwte liggen der Varnebank, dan moet men daar tot een te groot vloedoverschot komen. Intusschen is de onderlinge overeenkomst in de cijfers voor de drift door de Hoofden zeer bevredigend.

CARRUTHERS ging nog de verhouding na der stroomsnelheden op 10 m en op 22,8 m beneden de oppervlakte bij het Varne-vuurschip en kwam daarbij tot de verhouding $\frac{100}{89,5}$. Dit verschilt slechts weinig met het cijfer, dat gevonden zou zijn met behulp van de parabool $v = a \sqrt[5]{h}$, namelijk $\frac{100}{87,3}$.

Van de reeks metingen, die CARRUTHERS onlangs bij het lichtschip Sandettie liet verrichten met zijn verticale log geeft fig. 36 een overzicht. De metingen geschiedden weder op 10 m diepte en de reststroom werd hier voor het tijdvak December 1935 en Januari, Februari 1936 gevonden te zijn 5 cm/sec., dus in dezelfde orde van grootte als bij de Varne of bij de Nederlandsche lichtschepen.

Als oorzaken van de drift kunnen de volgende worden genoemd:

1°. Het profiel is tijdens vloed (normaal getij) gemiddeld 1,41 km², tijdens eb 1,29 km². De weerstand is tijdens vloed dus minder dan tijdens eb.

2°. Westelijke winden geven een van het getij onafhankelijken stroom (gelijkstroom gesuperponeerd op een wisselstroom), welke aan de oppervlakte ongeveer

70 cm/sec schijnt te kunnen bedragen (Sandettie), op 10 m diepte ongeveer 7 cm/sec (Varne) en gemiddeld mogelijk ± 2 à 4 cm/sec (zeer ruwe cijfers, doch noodig om de gedachte eenigszins te bepalen). Het is de vraag of de bodemstroomen hierdoor worden beïnvloed.

3°. Luchtdrukverschillen kunnen water uit het Kanaal naar de Noordzee persen en omgekeerd. De hierdoor ontstaande „gelijkstroom" moet ongeveer den normalen paraboolvorm bezitten, welke gesuperponeerd op de getijstroomparabolen geen merkbare verandering in den vorm der stroomverticalen zal teweegbrengen.

Bij de onder 2°. genoemde winddrift zou de verandering in den paraboolvorm wel te meten moeten zijn, doch tijdens onze metingen bleek dit nimmer het geval. Zelfs niet bij de krachtigste winden. Voorloopig wordt daarom gemeend, dat de eerste en derde oorzaak de voornaamsten zijn, doch de mogelijkheid wordt opengelaten, dat met behulp van registreerende, ook tijdens stormen doorwerkende meters de 2°. oorzaak zal kunnen worden aangetoond.

4°. Van het getij afhankelijke, dus periodieke veranderingen in de grootte der drift zijn mogelijk: *a.* door grooter profielverschil tijdens giertij dan tijdens doodtij; *b.* doordat de getijen uit het Kanaal en die rond Schotland een bij hoog- of laagwater verschillende vertraging of versnelling ondervinden als gevolg van de verschillende omstandigheden afhankelijk van de kracht van het getij. (Zie Naschrift).

5°. Verschillen in soortelijk gewicht zouden oorzaak kunnen zijn voor het optreden van driften.

Het zou te ver voeren hierop uitvoerig in te gaan. Slechts uitgebreide reeksen metingen zouden deze zaken mogelijk kunnen scheiden en oplossen.

HOOFDSTUK IV.

VERDIEPING VAN DE HOOFDEN.

§ 20. PROFIELVERGELIJKING 1870—1934.

Van de Britsche hydrografie werd de teekening verkregen, welke als fig. 37 wordt bijgevoegd. Het betreft een opneming door J. RICHARDS in 1870 ten behoeve der tunnelplannen onder het Kanaal. In 3 raaien, 825 m van elkaar verwijderd, werden op afstanden van 100 à 200 m loodingen tusschen Gris Nez en Zuid Voorland verricht, terwijl tevens de bodemgeaardheid eenigszins werd vastgelegd. In geringer aantal komen deze loodingscijfers op de hedendaagsche hydrografische kaarten, die feitelijk uit 1848 stammen, nog voor.

Op 17 Juli 1934 werd door ons een echolooding verricht met de „Oceaan" in de raai tusschen de vuurtorens van Zuid Voorland en Gris Nez. Deze raai valt niet precies samen met een der raaien van RICHARDS, doch hieraan scheelt betrekkelijk weinig. Er zouden zich te groote moeilijkheden hebben voorgedaan een der oude raaien te herlooden. Ook is niet bekend hoe RICHARDS zijn raaien indertijd heeft uitgezet. Raaipalen kan men op afstanden van ± 30 km natuurlijk niet meer zien, tenzij men zeer groote stellages heeft gebouwd, en de twijfel is daarom gerechtvaardigd of de loodingen inderdaad precies in de raaien werden genomen, of dat dit slechts bij benadering geschiedde.

De door de „Oceaan" gevaren lijn wijkt niet meer dan 20 m ter weerszijden af van de raai vuurtoren Gris Nez tot vuurtoren Zuid Voorland. Zooals reeds in § 5 werd beschreven kon de „Oceaan" binnen deze grenzen worden gehouden door het geven van lichtseinen vanaf Kaap Gris Nez. De afwijkingen uit de raai werden genoteerd, bv. ten tijde $10^h20'$ zuidelijke afwijking 10 m, om $10^h30'$ juist in de raai, enz. Het schijnt niet noodig deze geringe afwijkingen afzonderlijk te noemen, temeer omdat elke twee minuten hoeken werden geschoten en de baan van de „Oceaan" dus volkomen vastlag.

Het echotoestel geeft ongeveer 7 loodingen per seconde en daar de „Oceaan" tijdens de opneming van het profiel 8 km/uur vaart liep, bedroeg de loodingsafstand slechts ± 0,30 m. Te voren was het instrument zoo goed mogelijk nog gecontroleerd met een gewoon handlood in stil water met vlakken bodem.

Het in teekening brengen van het nieuwe profiel vorderde een bestudeering der peilschaalkrommen van 17 Juli 1934 voor Dover, Boulogne, Calais en Gris Nez. Zij werden geteekend rechts-onder in fig. 38. Te Gris Nez bevond zich tijdens het grootste deel onzer metingen een registreerende dieptemeter, systeem De Vries, welke ook voor 17 Juli een getijkromme leverde. Deze laatste werd mede in de figuur aangegeven. De looding der raai had plaats van 8 uur tot 12 uur (Greenwich tijd).

Als algemeen peil werd de middenstand der zee aangenomen. Ieder der havens Boulogne, Calais en Dover bezit weliswaar afzonderlijke nulstanden, welke als peil worden gebruikt, doch het is ingewikkeld hiermede te werken, zoodat deze plaatselijke peilen zooveel mogelijk werden vermeden.

Ter bepaling van de verschillen tusschen de gemiddelde zeestanden en de nulstanden van Dover, Boulogne en Calais, werden voor de perioden 14 Juni t/m 10 Augustus 1934 (Dover), van 14 Juni t/m 7 Augustus 1934 (Calais) en van 14 Juni t/m 29 Juli 1934 (Boulogne) deze gemiddelde zeestanden bepaald.

Het bleek daarbij, dat:

het nulpunt der peilschaal te Dover 2,68 m — middenstand ligt;

St Margaret

Line of section 1.

Low Water

High Water

South Forelands

Line of section 2

Line of section 3

Castle (Keep)

Dover

Hotel

Shakespeare Cliff

Situation

Voorloren Zd Voorl.

Dover

lines of section

Wissant

C. Gris Nez

Underlined soundings from the french chart

Approx N.

Approximate Scale

Feet 10 000 5000 0 1 2 3 4 5 Sea-miles

Wissant

Line of section 1

Line of section 2

C. Gris Nez.

Line of section 3

Photostat copy of plan showing soundings taken by Staff Commander J. Richards. H.M.S. Lightning 1870.

Fig. 37. Looding van het profiel Gris-Nez — Zuid Voorland. Opname 1870.

HOOGE LICHT ZUID VOORLAND

VUURTOREN GRIS-NEZ 33,5 KM.

Diepten in m t.o.v. middenstand der zee (M.S)

Afstanden in k.m t.o.v. het hooge licht van Zuid-Voorland.

H. Lt. Zuid Voorland
Dover Castle
Dungeness
Varne
Ridge
Calais
Vuurtoren Gris-Nez
Boulogne

SITUATIE
Schaal 0 5 10 15 k.m.
Dwarsprofiel

Middenstand 14 Juni - 7 Aug 1934

TOELICHTING
Getijkromme Dover
" Calais
" Boulogne
" Gris-Nez
17 Juli 1934

TOELICHTING

Profiel van 1870
Profiel van 1934: gelood op 17 Juli 1934 met een echotoestel
" " " " met een handlood

M S Het middenstandsvlak is bepaald uit de getijlijnen der zelfregistr. peilschalen te Dover-Calais-Boulogne over de periode 14 Juni - 7 Aug. 1934 waarbij werd vastgesteld:
Middenstand = + 2.68 m. op de peilschaal te Dover.
+ 3.91 m. " " " Calais
+ 4.92 m. " " " Boulogne

M.S te Dover = 2.40 m - G.H.W / 2.00 m + G.L.W te Gris-Nez 2.80 m - G.H.W. / 2.80 m - G.L.W.

Fig. 38. Looding van het profiel Gris-Nez — Zuid Voorland. Opname 1934.

het nulpunt der peilschaal te Calais 3,91 m — middenstand ligt;
het nulpunt der peilschaal te Boulogne 4,92 m — middenstand ligt.

Aannemend, dat de middenstand der zee voor de drie genoemde perioden bij de drie verschillende plaatsen in werkelijkheid niet verschilde, hetgeen binnen zeer enge grenzen het geval moet zijn geweest, waren hiermede de drie peilen dus aan elkaar gekoppeld en konden de getijlijnen van 17 Juli 1934 ten opzichte van elkaar in fig. 38 worden geteekend.

De tegenwoordige Fransche zeekaartpeilen: „plus basses mers = zéro des cartes maritimes" liggen voor Boulogne 4,84 m, voor Calais 3,92 m en voor Duinkerken 3,24 m beneden het middenvlak. Men zie hiervoor fig. 39, welke geldt voor Boulogne.

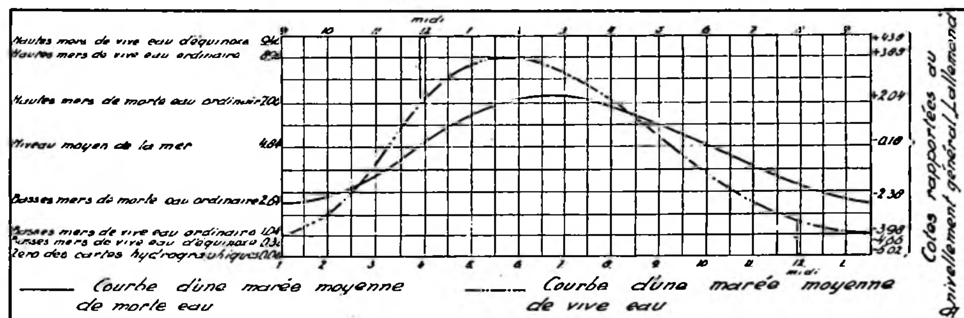


Fig. 39. Getijgegevens van Boulogne.

In fig. 40 worden verschillende maten gegeven, welke op de waterstanden bij Dover betrekking hebben. Het middenvlak wordt daar op 2,54 m boven het kaartennulpunt aangehouden, doch ligt in werkelijkheid volgens de metingen van de Ordnance Survey een weinig hooger. De gegevens werden verstrekt door den Havenmeester te Dover.

De volgende moeilijkheid, die zich voordeed, was het in teekening brengen van het profiel van 1870. Het was namelijk niet meer na te gaan, welk peil Richards had gebruikt. Aangenomen werd, dat dit het M. L. W. S. (mean low water spring) was, waarmede bij de Britsche marine steeds wordt gewerkt, zoodat het middenstandsvlak bij Dover 27 dm, bij Calais 39 dm en bij Boulogne 49 dm hooger gelegen werd gedacht. Mogelijk is dit niet juist indien Richards slechts met het peil van Dover gewerkt heeft. Dit zou dan vooral aan den Franschen kant nogal eenig verschil maken, doch hier werden door hem Fransche loodingscijfers gebruikt.

Op de plaatsen waar de peilcijfers van Richards niet in onze raai vielen werd geïnterpoleerd. Aldus ontstond het met een dunne lijn aangegeven profiel van fig. 38. Vergelijkt men de beide profielen van 1870 en 1934 met elkaar dan valt in de eerste plaats op, dat onze detailleering zeer veel grooter is tengevolge van het gebruik maken van de nieuwe echomethode. De vaak hoekige bodem kon in 1870 met het gewone handlood natuurlijk onmogelijk zoo zuiver in beeld worden gebracht, als thans kon geschieden.

In de tweede plaats valt op, dat onze diepten in het algemeen, vooral in het middengedeelte, vrij belangrijk geringer zijn dan bij de peiling van Richards. Hiervoor een verklaring trachtend te vinden, denkt men aan het verschil in de loodingsmethoden en aan de mogelijkheid van een verkeerd aangenomen reductievlak. Het

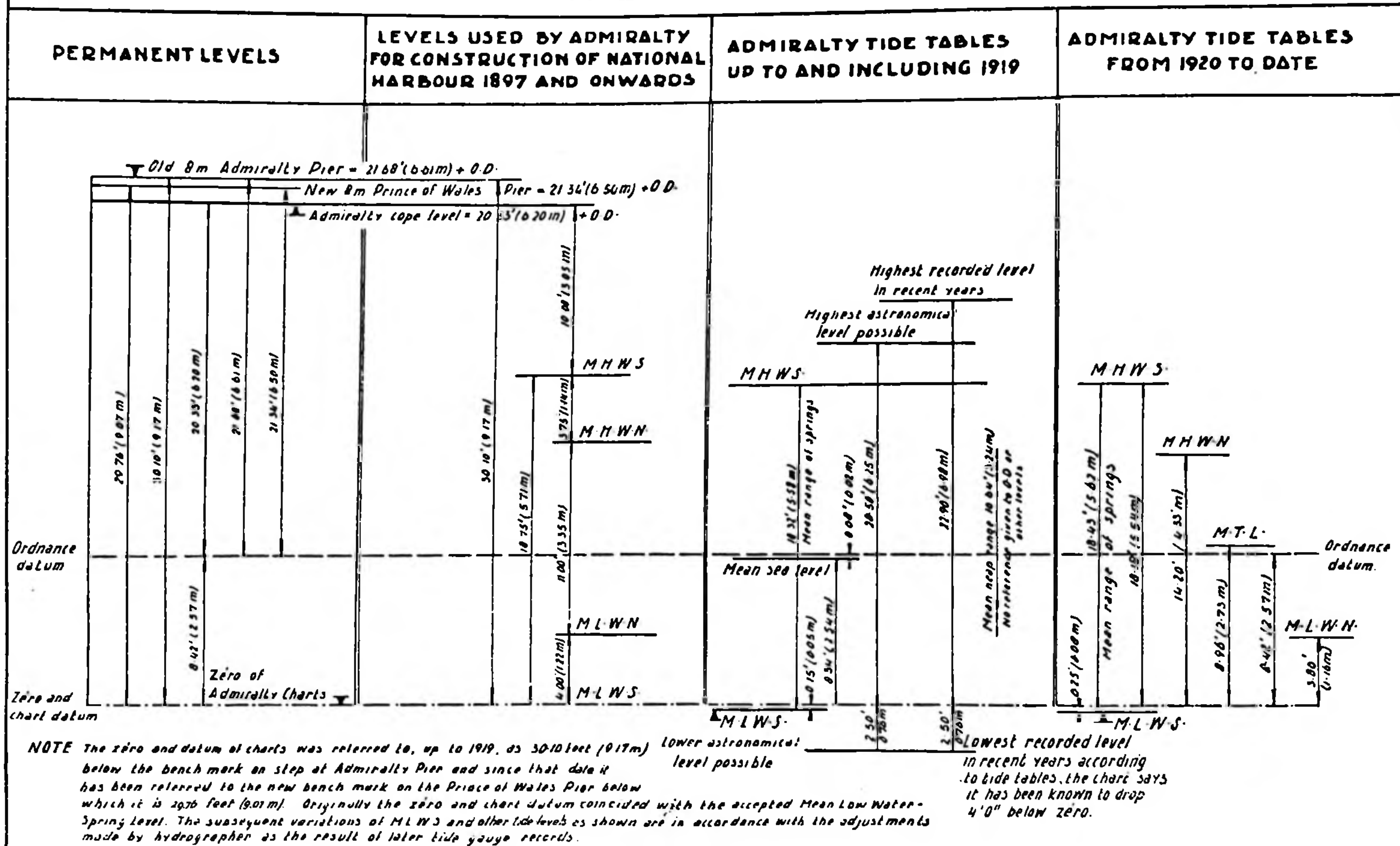


Fig. 40. Getijgegevens van Dover.

moet voor RICHARDS ondoenlijk zijn geweest om uitsluitend gedurende de kenteringen te meten, omdat het zicht in deze gebieden zoo slecht is. Men moet hier van elk helder oogenblik gebruik maken en de kenteringen zijn er bovendien slechts kort. Daarom zal de lijn van het handlood in het algemeen door den stroom boogvormig hebben gestaan en zullen vooral in de diepere gedeelten te groote diepten zijn gemeten.

Door het geaccidenteerd karakter van den bodem moet de overeenstemming nog verminderen, temeer omdat de punten van RICHARDS wel buiten zijn raaien kunnen liggen en deze laatste ook niet precies met de onze samenvallen. Een interpolatie der peilcijfers heeft niet steeds waarde, daar wij wel eens diepteverschillen vonden van 15 m over 30 m horizontalen afstand.

Niettemin blijkt uit de teekening, dat in het groot beschouwd, betrekkelijk weinig verschil is op te merken.

Tot het concludeeren eener uitschuring zal men zeker niet mogen komen. Eerder tot een aanzanding, doch het spreekt vanzelf, dat een dergelijke conclusie evenmin juist zou zijn. Immers is er hier geen zandbodem. Het meest waarschijnlijke is dat er sinds 1870 geen diepteverandering is opgetreden.

Aan de door RICHARDS op de kaart van fig. 37 aangegeven bodemsoorten kan ten slotte geen groote mate van juistheid worden toegekend, omdat hij een met vet ingesmeerd handlood zal hebben gebezigd en daardoor te veel „zand" zal hebben moeten vinden.

Het totale profiel van de raai der vuurtorens bedraagt thans 1 366 400 m^2 onder den middenstand. Het is onwaarschijnlijk, dat dit profiel in de naaste toekomst zal uitschuren. Slechts de werking der boormosselen zou eenige uiterst geringe verdieping kunnen veroorzaken (zie ook §§ 8, 9, 12, 17).

De door HALLEZ en DANGEARD (33, blz. 35) op sommige plaatsen gevonden grootere diepten dan op de hydrografische kaarten staan aangegeven, kunnen natuurlijk worden toegeschreven aan den oneffen bodem. Hiervoor aan huidige uitkolkingsverschijnselen te denken, zooals deze schrijvers doen, is onverdedigbaar. Op een klein bestek kan men nog veel grootere diepteverschillen vinden dan de 5 à 7 m welke door HALLEZ en DANGEARD worden genoemd. Het echotoestel wijst onfeilbaar uit, dat de bodem vooral in het diepste gedeelte zeer hakkelig is. (Zie fig. 75).

§ 21. LOODING VAN DE VARNEBANK.

De Varnebank is voor het eerst nauwkeurig in 1848 door Captain F. BULLOCK opgenomen. Daarna is dit herhaald in 1875 door Captain F. J. EVANS, terwijl zij thans door ons nogmaals is vastgelegd met behulp van echo-loodingen.

De bedoeling van onze loodingen was uit te maken, of deze bank al of niet was verplaatst sinds 1848.

Indien men de op dit terrein bekende visschers spreekt, dan is het algemeene oordeel, dat de banken Varne, Ridge, Baas, Ruitingen, enz. niet veranderen. Ook de Fransche en Engelsche hydrografen beweren, dat slechts de details en niet de algemeene vormen der banken veranderen.

Daartegenover staat, dat de oppervlakken dezer banken bestaan uit los zand, dat tot duinen en zandruggen is opgewerveld en waarvan met zekerheid kan worden aangetoond, dat dit beweegt. Voorts verkrijgt men den indruk, dat de genoemde banken slechts zandhoopen zijn, welke niet in de luwte van rotsverheffingen zijn ontstaan, doch zonder meer op een vlakken, steenachtigen onderlaag rusten. Immers zoodra de helling van de zijkanten der bank overgaat in het horizontale vlak ontmoet men een steenachtigen bodem, tenminste in het gebied der Hoofden, en dikwijls is die bodem ter weerszijden der bank ongeveer even hoog.

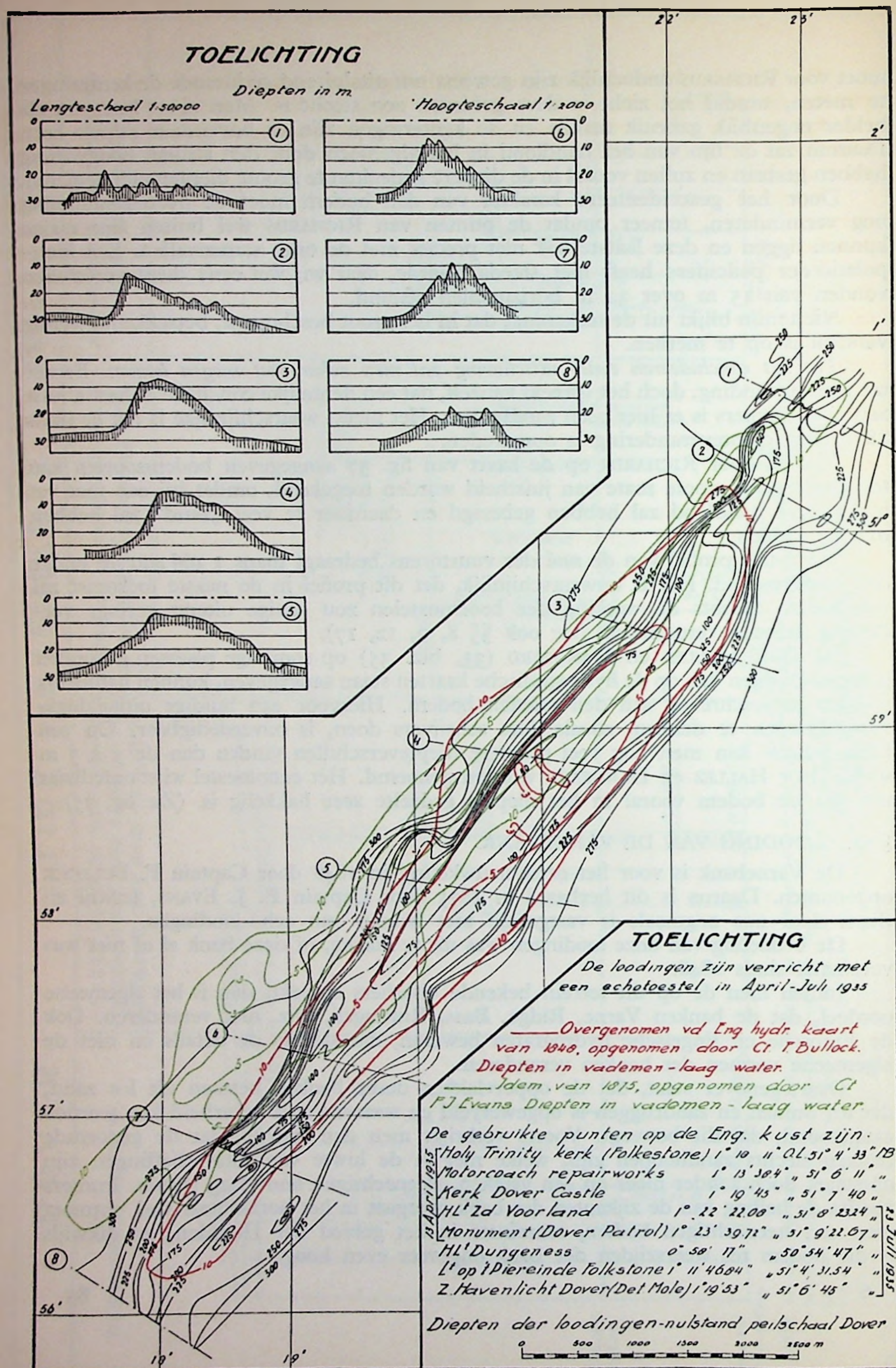


Fig. 41. Looding van de Varne in 1935, vergeleken met die van 1848 en 1875.

De Varnebank werd door ons 2 malen gelood met gebruikmaking van meetpunten op de Engelsche kust, welke voor beide loodingen gedeeltelijk verschilden (zie fig. 41). De coördinaten daarvan werden verkregen van de Britsche hydrografie. Daar onze beide loodingen volkomen overeen kwamen, kan dit als een bewijs dienen voor de juistheid onzer opname.

Vergelijkt men deze met de opname van 1848 (rood), waarvan ons het minuutblad eveneens welwillend werd verstrekt door de Britsche hydrografie, dan blijkt *inderdaad practisch geen verschil.* De details mogen zijn gewijzigd, niet de algemeene vorm.

Vergelijkt men echter onze looding met die van 1875 (groen), dan bestaat er wel eenig verschil, doordat de laatstgenoemde met de zuidwestpunt ongeveer 1 km westelijker ligt. Waarschijnlijk moet men hier niet denken aan een heen en weer schommeling van de zandbank, maar meer aan een niet geheel juiste opname in 1875 of aan een wijziging der aangenomen coördinaten van vaste punten op den wal.

Een verplaatsing van de Varne sinds 1848 *zou dus niet hebben plaats gehad. Ook het totale volume dezer bank schijnt niet veel veranderd te zijn. De indruk wordt verkregen, dat in de* 87 *jaren, welke sinds* 1848 *verliepen, slechts de oppervlakte-vormen dezer bank veranderden.*

Zonder twijfel is dit merkwaardig in verband met de geconstateerde zandverplaatsingen op den rug der bank en met de bekende overheerschende vloeden in de Hoofden. In § 28 zal getracht worden een verklaring te geven voor dit eigenaardige natuurverschijnsel. (Zie ook „Naschrift").

HOOFDSTUK V.

VERBREEDING DER HOOFDEN.

§ 22. GEBREK AAN NAUWKEURIGE GEGEVENS.

Nauwgezette strandmetingen met behulp van reeksen strandpalen, gelijk wij deze ten onzent sinds vele tientallen jaren kennen, worden noch in Frankrijk, noch in Engeland verricht. Het zou anders weinig moeite kosten de scherp afgesneden Kanaalkusten precies vast te leggen, doch tot nog toe is men daar niet toe gekomen.

In Frankrijk gaf PLOIX (**136**, 1876) een negental afstanden met betrekking tot de kust benoorden en bezuiden Boulogne, doch voor het ons belang inboezemend gebied nabij Gris Nez en Blanc Nez geeft hij geen cijfers. Naar de hydrograaf VILAIN mij in 1934 mededeelde, zou het echter de bedoeling zijn de Fransche kust thans fotografisch uit de lucht vast te leggen.

In Engeland is de Coast Erosion Commission [1]), welke in 1906 werd geïnstalleerd, bezig geweest het vraagstuk der kustafslag te onderzoeken, doch men is daarbij niet gekomen tot de exacte kustmetingen.

Over de kusten in het algemeen of in het bijzonder bestaat een overvloed van literatuur. Zooals meestal het geval is, staat ook hier de hoeveelheid literatuur in omgekeerde verhouding tot de hoeveelheid exacte gegevens. Veelal gaan de honderden schrijvers over kusten af op hun fantasie, of op hetgeen zij ergens hebben gelezen, nemen zich niet de moeite om het terrein zelve te gaan verkennen en doen op deze wijze uitspraken, wier echo nog tientallen van jaren nagalmt. Het is noodig tegen deze weinig wetenschappelijke methoden te waarschuwen.

Zooals naderhand zal worden aangetoond, zijn er vele redenen om aan te nemen, dat de Hoofden niet, of slechts bijzonder weinig, afslaan. In de niet-Engelsche en niet-Fransche literatuur wordt echter deze afslag meestal als aanzienlijk voorgesteld, terwijl dit ook bij sommige Engelsche of Fransche schrijvers het geval is.

Zonder twijfel maken de opmerkelijke witte kliffen bij oppervlakkige beschouwing den indruk, dat zij voortdurend sterk ondermijnd worden en afkalven.

Zoo komt de bekendste autoriteit op het gebied van kusten, de Amerikaansche Professor D. W. JOHNSON in zijn standaardwerk: „Shore processes and shoreline development" (1918) ertoe onder een foto van de „Albion" kust bij Zuid Voorland te plaatsen: „Hanging valleys on the chalk coasts of south-eastern England, where waves cut back the shore faster than the streams can deepen their valleys". (fig. 42).

Bezoekt men deze plaats, dan vindt men noch de stroomen, noch de hangende valleien. De laatste blijken slechts kuilen te zijn van geringe horizontale afmetingen en de stroomen er in ontbreken geheel.

Een golvend terrein heeft natuurlijk een golvend profiel en Johnson had hier watervallen of tenminste sterke stroomversnellingen moeten aantoonen. Deze zijn

---

[1]) Royal Commission on Coast Erosion and afforestation, vol. I, II, III. Deze Commissie werd opgericht: to require and report: *a.* as to the encroachment of the sea on various parts of the coast of the United Kingdom and the damage which has been, or is likely to be caused thereby; and what measures are desirable for the prevention of such damage; *b.* whether any further powers should be conferred upon local authorities and owners of property with a view to the adoption of effective and systematic schemes for the protection of the coast and the banks of tidal rivers; *c.* whether any alternation of the law is desirable as regards the management and control of the foreshore; *d.* whether further facilities should be given for the reclamation of tidal lands.



Fig. 42. De kliffen bij Zuid Voorland (JOHNSON).



Fig. 43. Romeinsche vuurtoren met oud Romeinsch kerkje te Dover.



Fig. 44. Oude spleet in de kliffen bij Dover.

echter aan de zuidoostkust van Engeland nergens te vinden. De werkelijk aan deze kust mondende riviertjes als de Dour (spr. Dower) bij Dover en het riviertje bij Folkestone hebben gewone, laagliggende dalen en geen stroomversnellingen of watervallen, zoodat Johnsons's op het eerste gezicht indruk makende verklaring, bij beschouwing van het terrein zelf, niet meer dan een fantasie blijkt te zijn.

„Cliffs are a proof of recession" zegt E. M. WARD (198, 1922). In het algemeen mag dit misschien juist zijn, doch het is duidelijk, dat men daarbij kan twisten over het tempo van afslag of over den tijd waarin deze afslag plaats vond. Niemand zal betwisten dat bijvoorbeeld de kalkkliffen langs de Donau boven Sigmaringen niet ontstaan zijn door oeveraantasting van enorme hoeveelheden diluviaal water, doch evenmin zal men willen beweren, dat deze aantasting der kliffen thans nog plaats vindt. Op soortgelijke wijze kan de zeeëngte van Dover ontstaan zijn door de watermassa's der ijstijden, toen de Noordzee onder poolijs bedekt was en de stroom in zuidelijke richting zijn uitweg moest zoeken. Kliffen als bij Dover zijn zeker geen bewijs voor huidigen afslag, daar sommige hooge kliffen hier sinds vele eeuwen niet meer aan zee liggen.

Prof. MONTAGU BURROWS beweert in „The cinque Ports", dat „the space over which the tides travel (in de zeeëngte van Dover) must be at least 2 miles wider than it was some 2000 years ago". Deze volkomen onbewezen bewering wordt terecht door Dr. RICE HOLMES [1]), (85, 1907), die een zeer grondige studie maakte van Caesar's landingen in Engeland, als „based upon pure imagination" beschouwd (blz. 528).

DOWKER [2]) „assumes", dat de zeeëngte nu één mijl wijder is dan in Caesar's tijd. Ook hier geenerlei bewijs.

VIVIEN DE ST. MARTIN [3]) zegt, dat Kaap Gris Nez per jaar 0,25 m afneemt. Waarschijnlijk heeft hij dit van LÉON LEJEAL, die schrijft: „Certains hydrographes affirment qu'au Gris Nez la falaise s'entame de 0,25 m par an". Dit zou in 2000 jaar dus het bedrag van 500 m leveren, doch ook dit kan onmogelijk zooveel zijn.

De hierboven reeds aangehaalde E. M. WARD zegt nog in zijn „Coastal Evolution" (1922), dat de top der beroemde „Shakespeare Cliff", onmiddellijk bewesten Dover, elk jaar afneemt. Deze top wordt sinds menschenheugenis gebruikt voor het fraaie uitzicht en vraagt men de plaatselijk goed bekende personen of hier wel eens een afbrokkeling of verandering heeft plaats gehad, dan krijgt men een negatief antwoord. Voor ieder, die deze plek bezoekt is het duidelijk, dat de genoemde verlaging als een „losse" opmerking moet worden beschouwd.

Opmerkelijk is dat WARD, die veelal de kusterosie sterk overdreven voorstelt, van de hooge, harde kliffen bij Zuid Voorland (en deze interesseeren ons het meest) getuigt als „scarcely yielding appreciably to erosion and not retreating on the average more than ½ inch a year". Dit zou 1,25 m per eeuw zijn en is bepaald nog te veel. Ward geeft niet te kennen vanwaar dit bedrag werd gehaald. Waarschijnlijk heeft hij dit van Capt. Mc. DAKIN's [5]) onderzoekingen nabij Dover, waarbij werd gevonden, dat „the everage erosion of 4 years was unexpectedly small, only amounting to ½ inch a year". Het spreekt vanzelf, dat 4 jaren te kort is om een betrouwbaar cijfer op te baseeren.

---

[1]) RICE HOLMES, Ancient Britain and the invasions of Julius Ceasar. 1907, blz. 528.

[2]) DOWKER, 23rd report of the East Kent Nat. Hist. 1881.

[3]) VIVIEN DE ST. MARTIN, Nouveau Dict. de Géogr. univ. 1884.

[4]) LÉON LEJEAL, Boulogne sur Mer et la région boulonnaise.

[5]) MC. DAKIN. Coast Erosion — Dover Cliffs, 1899.

§ 23. AFSLAG DER ENGELSCHE KLIFFEN.

Het persoonlijk onderzoek hieromtrent was tweeledig. In de 1°. plaats werd de kust van Kent geheel afgewandeld, terwijl met een 50-tal kustbewoners (havenmeesters, visschers, vuurtorenwachters, ouden van dagen) werd gesproken over afslag of aangroeiing en andere kustproblemen; in de 2°. plaats werd getracht eenige gegevens te verkrijgen nabij oude bouwwerken.

De Kanaalkusten zijn in tegenstelling met de onze zeer ongelijkmatig van aard. Kliffen en duinen, rolsteen- en zandstranden, afslag en aangroei wisselen elkaar hier op beperkt gebied af. Op sommige plaatsen heeft de mensch ingegrepen om afslag te beteugelen met kribben (groins) of hebben havenhoofden een verandering in het plaatselijk regime gebracht. Een studie dezer kust is dus in hooge mate belangwekkend. Het logisch verband tusschen zeeaanval, verweering, stranddrift en kustvorm treedt hier duidelijk aan het licht.

De kusten boezemen de bewoners nagenoeg steeds belang in en de oorzaken van afslag of aangroeiing worden met graagte besproken. Men weet bijvoorbeeld te vertellen, dat in Noord Kent een bepaalde boom 50 jaren geleden op den uitersten rand van een kleiklif heeft gestaan en dat deze thans door een afschuiving lager en verder zeewaarts staat, dat ergens anders sinds menschenheugenis geen oeverstorting is voorgekomen, dat een oud huis „altijd" op den rand der kliffen heeft gestaan, enz. Deze wetenschap, die niet veel verder teruggaat dan „menschenheugenis" kan men uitbreiden door op te merken, dat oude kustgebouwen bijvoorbeeld Romeinsche of middeleeuwsche, thans gedeeltelijk zijn weggespoeld, dan wel door kustaangroeiing in het binnenland zijn komen te liggen, of dat oude wegen plotseling door een klifrand worden afgesneden. Op deze wijze vindt men verschillende verklaarbare *feiten*, die hoewel dikwijls niet in den vorm van exacte meetcijfers, toch onwederlegbaar zijn en een benadering geven van de grootte der gezochte afslag of aangroeiing.

Zoodra men te Dover een bewoner uithoort over afslag der kusten beoosten en bewesten de haven, verneemt men, dat dit practisch niet het geval is, doch dat in de laatste jaren nabij Deal wel eenige brokken krijt naar beneden zijn gekomen. Dit laatste wordt geweten aan den aanleg van de groote haven van Dover, die de oostwaarts gerichte „shingle drift" onderschepte, zoodat het strand beoosten Dover, met name nabij Deal te mager werd.

Informeert men verder naar Romeinsche en Middeleeuwsche oudheden, dan verwijst men naar de beroemde Romeinsche „pharos" (vuurtoren) welke op de „Eastcliff" van Dover staat en naar het Saksisch kasteel, dat op geringen afstand daarvan eenige eeuwen later verrees (zie fig. 43). Miss MOTHERSOLE geeft in „The Saxon Shore" (1929) de kaart van het oude Romeinsche Dubris (Dover) zooals dit volgens de opgravingen moet zijn geweest. De Romeinsche haven lag, waar thans het oostelijk gedeelte der bebouwing van Dover is gelegen, m.a.w. landwaarts van de tegenwoordige kustlijn.

Een kustafslag van 1 à 2 mijlen sinds den Romeinschen tijd, gelijk prof. BURROWS of DOWKER ons willen doen gelooven, moet men dus niet in de buurt van Dover zoeken. Er is hier zelfs aangroeiing geweest en dit is bij de meeste andere oude havens van Kent eveneens het geval. Zij liggen vrijwel alle thans in het binnenland.

Ten westen van Dover verheft zich de „Shakespeare Cliff", de „horrible steep" van King Lear. Het pad er heen voert langs den uitersten rand der kliffen, een bewijs, dat men geen afbrokkeling vreest. Een hek moet voorkomen, dat men er afvalt.

Ten oosten van Dover vindt men soortgelijke kliffen van ± 100 m hoogte en wandelende op den rand daarvan in de richting van Zuid Voorland ziet men reeds



Fig. 45. Kleine vuurtoren te Zuid Voorland.



Fig. 46. Gezicht op de kliffen van Zuid Voorland.

spoedig een scheur van $\pm$ 1/4 à 1/2 m wijdte, welke een stuk van driehoekigen vorm heeft gevormd. De lengten der beenen van dezen driehoek bedragen elk $\pm$ 67 m, de diepte van den top tot den rand ongeveer 30 m (fig. 44).

Deze scheur werd aanvankelijk door mij als betrekkelijk jong beschouwd en ik vermoedde dat het losse brok spoedig in zee zou kunnen storten. Zij bestond echter reeds sinds menschenheugenis en men kon er gerust over stappen. Het was gewoonte niet de moeite te nemen er om heen te loopen.

Nog verder naar het oosten wandelende bereikt men Zuid Voorland, met de twee vuurtorens; een groote, welke thans nog in gebruik is en een kleine, welke als een particuliere woning is ingericht. Men bevindt zich hier bij het nauwste gedeelte van de Straat van Dover en het is dus van belang op deze plaats eenige bijzondere aandacht te wijden aan de kwestie van den afslag. De groote vuurtoren werd in 1793 gebouwd op een afstand uit de kust, welke het College der „Trinity Brethern" niet vermocht op te geven, doch door de „Ordnance Survey" door meting op een oude kaart (1801) op ongeveer 143 meter werd bepaald. Deze afstand werd thans (1935) door mij bepaald op $\pm$ 132 m. Hieruit mag men niet tot een afslag besluiten, omdat de kaart van 1801 op te kleine schaal is om nauwkeurige metingen op te verrichten en het lang niet zeker is, dat de kustlijn goed werd geteekend.

De kleine vuurtoren, eveneens dateerend van 1793 werd op geringen afstand van den rand van het klif gebouwd, terwijl deze afstand thans nog 6 m is. In 1921 is hier namelijk plaatselijk een afkalving geweest van den vorm als in figuur 45 is aangegeven. De resten ervan liggen beneden aan de kust. Of deze afkalving toevallig juist hier voorkwam, of dat trilling van den toren door den wind of een andere oorzaak dezen val tengevolge heeft gehad, zij hier in het midden gelaten, een feit is, dat de eigenaar, Sir WILLIAM BEARDSALL, volledig gerust in zijn woning verblijf houdt en niet gelooft, dat er in de eerste honderd jaren gevaar dreigt. Sir William toonde mij nog een schilderij van $\pm$ 1850, waarop de kust van Zuid Voorland was afgebeeld. Eenige oneffenheden van den rotswand welke op deze schilderij waren geteekend, waren ook thans nog aanwezig.

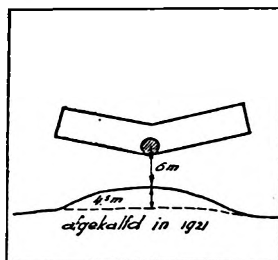


Fig. 45. Situatieschets van de kleine vuurtoren (niet meer gebruikt als zoodanig) te Zuid Voorland.

Fig. 46 geeft het aanzicht van de kliffen bij Zuid Voorland, gezien uit de meetraai. Geheel rechts is nog juist de kleine vuurtoren te zien met daaronder de helft van den in 1921 gevormden puinkegel. Bij den grooten vuurtoren en ook iets links daarvan ziet men op de foto nog de resten van twee afkalvingen, die echter van zeer geringen omvang waren.

De kust van Zuid Voorland tusschen Dover en St. Margaret, lang ongeveer 5 km, vertoont in het geheel vijf van dergelijke puinkegelresten. De kegel van 1921 bij den kleinen vuurtoren, die een landverlies heeft veroorzaakt van $\pm$ 20 m^2, was grooter dan de overigen, wier resten thans grootendeels zijn verdwenen. Het is niet bekend wanneer de vier kleine afkalvingen, die naar schatting een gezamenlijk landverlies van $\pm$ 30 m^2 hebben teweeggebracht, geschiedden. Stel dat dit in de laatste 100 jaren heeft plaats gehad, dan komt men tot een totaal landverlies van $\frac{20 + 30 \text{ m}^2}{5000 \text{ m}}$ = 1 cm per 100 jaren. Rekent men het afgescheurde deel bij Dover mee, dan is in het geheel $\pm$ 1800 m^2 verdwenen en dit zou duiden op een afslag van $\frac{1800}{5000}$ = 0,36 m per 100 jaren. Dit laatste is bepaald veel te veel, omdat de scheur waarschijnlijk

langer dan 100 jaren bestaat en het mogelijk nog vele eeuwen duurt eer dat het brok in zee valt. Een bedrag van 0,20 m per 100 jaren of, indien extrapolatie geoorloofd is, 4 m per 2000 jaren schijnt aan den hoogen kant.

Daarbij komt dan nog een verweering der klifwanden, welke als volgt kan worden geschat.

In vele klifwanden vindt men letters en jaartallen gekrast, welke oorspronkelijk ± 4 mm diep geweest moeten zijn. Uit de vervaging dezer jaartallen blijkt, dat per jaar ongeveer 2 mm afslijt. In 1935 waren bv. de jaartallen 1933 of 1932 nog nauwelijks meer te lezen. In 2000 jaren wordt dit weder ± 4 meter. Waarschijnlijk is dit iets te gering, daar behalve de afslijting ook een geringe afbrokkeling plaats heeft; de vuursteenen laten los, stukjes krijt vallen wel eens naar beneden, enz.

Dat deze afbrokkeling echter van weinig beteekenis is bewijst de kunstmatige wand van een hellenden weg ten oosten van Dover, die omstreeks 1910 in de kliffen is uitgehouwen, doch niet wordt gebruikt. Er liggen eenige stukjes krijt op, welke van den kunstmatigen wand naar beneden zijn gevallen, doch hun aantal is zeer gering.

In het geheel komt men dus op een terugwijking der „muratos mirificis molibus" (Cicero) van ± 8 à 10 m in 2000 jaar.

Een en ander is natuurlijk een vrij ruwe schatting, doch de orde van grootte is wel als juist aan te nemen.

Dat de verweering inderdaad van betrekkelijk grooten invloed kan zijn, blijkt uit de niet meer aan zee gelegen kliffen, als die bij Walmer Castle, waar een voeting van puin is ontstaan (fig. 47). Uit de grootte dezer voeting, gedeeld door het aantal jaren, dat sinds de verlegging der kust is verloopen, kan men de jaarlijksche verweering ten ruwste berekenen. Voor zoover dit kan worden nagegaan moet dit in de orde van grootte van 0,20 à 0,30 m in ± 200 jaren (Walmer Castle is door Hendrik VIII waarschijnlijk onmiddellijk aan de zeekust gebouwd) zijn geweest.

Onzen tocht naar het Oosten langs de kliffen vervolgend, vindt men van St. Margaret's Bay tot Walmer een kust, welke iets meer afslaat (afkalft, dat afkalven geschiedt voornamelijk na regens). In de Nieuwe Rotterdamsche Courant van 28 December 1934 kwam het bericht voor, dat een brok van 45 bij 12 m (± 400 m^2) op deze plaats naar beneden was gestort. Naar ik vernam zijn in de laatste 30 jaren hier in het geheel drie van dergelijke afkalvingen geweest, de laatste was de grootste. Rekent men de kustlengte tusschen St. Margaret en Walmer Castle weder op 5 km, dan is per 10 jaar dus ongeveer $\frac{400}{5000}$ m = 8 cm afkalving te boeken. Per 2000 jaren dus ± 16 meter.

Ook deze afkalvingen zijn natuurlijk van den zeekant duidelijk te onderkennen aan de kegelvormige puinhoopen, die in een langzaam tempo door de zee worden weggeknaagd. De puinkegel van 1934 werd van boven gefotografeerd weergegeven in fig. 48. Te rekenen naar oudere puinkegels zal het naar schatting meer dan 100 jaren duren eer deze kegel is opgeruimd.

Bij Walmer Castle ligt de oude kust landwaarts van de nieuwe en nemen tevens de kliffen belangrijk in hoogte af. Deal ligt reeds in de vlakte (fig. 49). Deze bestaat hier grootendeels uit „shingles" (grind) van de kustdrift uit het westen, welke sinds ± 70 jaren door de havenpieren van Dover en Folkestone wordt onderschept. Dit grind bestaat gedeeltelijk uit de vuursteenen, afkomstig uit de krijtkliffen.

Van de drie kasteelen, welke Hendrik VIII nabij Deal liet bouwen t.w. Walmer Castle, Deal Castle en Sandhurst Castle ligt de 1° ruim 200 m in het land, de 2° slechts enkele tientallen meters en de 3° is gedeeltelijk weggeslagen en daarna tot aan de fundamenten afgebroken. De beide laatsten staan in het alluviaal grindgebied, de eerste aan den uitlooper der kliffen alwaar volgens de deskundigen CAESAR moet zijn geland (fig. 49).



Fig. 47. Doode kliffen bij Walmar Castle.



Fig. 48. Puinkegel van een afkalving bij Deal in 1934.



Fig. 49. Gezicht op Deal.

Benoorden Deal bevindt zich de jonge poldervlakte, waar vroeger de Wantsum doorstroomde. Deze is thans tot een open tijriviertje genaamd de Stour, versmald. Vroeger was het de vaarweg tusschen Kent en het eiland Thanet.

§ 24. AFSLAG DER FRANSCHE KUST.

Hierbij komt het vooral aan op de bepaling van de grootte van den afslag bij Gris Nez (Zwartenes) [1]) en bij Blanc Nez (Kales klif). De eerste is een kaap, waarvan het profiel in fig. 50 is geschetst, de tweede is een krijtklif met loodrechte wanden van meer dan 100 meter hoogte, veel overeenkomst vertoonend met de kliffen van Zuid Voorland. Het materiaal van Gris Nez is belangrijk harder dan van Blanc Nez, vandaar dat de eerste de eigenlijke Kaap vormt, waar de algemeene kustrichting

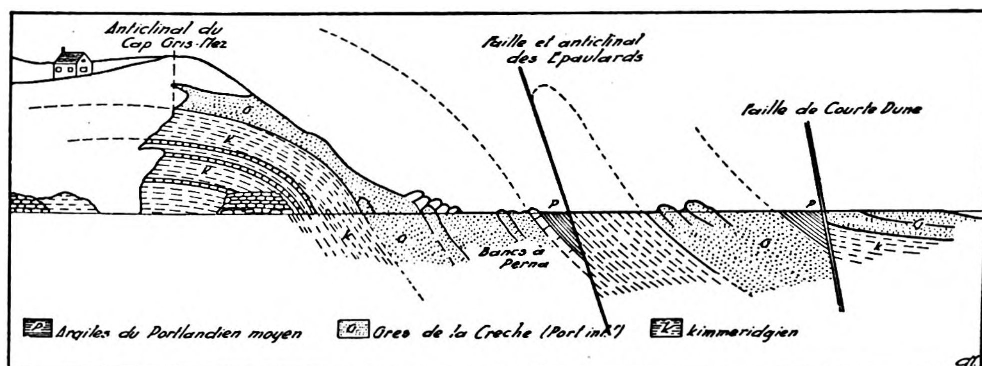


Fig. 50. Aanzicht van Kaap Gris Nez (Zwartenes) volgens PRUVOST.

verandert. De zeebodem bij Gris Nez is diep en de erosiestoep smal (fig. 50); de oever, zoowel als de steenlagen van Gris Nez duiken steil in zee. Bij Blanc Nez is een erosiestoep aanwezig tot zelfs 3½ km in zee (Quenocs). Dit duidt er ook op dat Gris Nez zeer weinig is afgeslagen in vergelijking met Blanc Nez.

Tusschen beide hoofden bevindt zich de kustboog van Wissant, die plaatselijk thans iets wordt uitgehold. Op het profiel der zeeëngte heeft dit natuurlijk geenerlei invloed. Het materiaal is hier nagenoeg uitsluitend zand dat blijkens de jongste onderzoekingen van BAAK (3, 1936) behoort tot de zoogenaamde H groep, waartoe ook het Vlaamsch-Hollandsch-Friesche duin- en strandzand behoort. Het zand der bovenste lagen van Gris Nez behoort volgens dezen onderzoeker tot een geheel andere soort.

Door toedoen van M. OUTREY, hoofdingenieur van de Fransche „Ponts et Chaussées" te Boulogne sur Mer, mocht ik de teekening van 1838 ontvangen, welke is afgebeeld in fig. 52 en waarop de toenmalige situatie van de gebouwen op Kaap Gris Nez is afgebeeld. Daar deze gebouwen thans nog aanwezig zijn kan een eenvoudige meting uitmaken hoeveel afslag in de laatste 100 jaren heeft plaats gehad, althans indien de teekening betrouwbaar is.

De afstanden AB en CD van de „mur d'enceinte" tot den bovenkant der kaap bedroegen volgens de teekening in 1838 respectievelijk 27 en 20 m. Thans bleken

---

[1]) HAIGNÉRÉ geeft als oude namen hiervoor: SWARTENES, BLACQUENAY, BLACQUENEST.

zij bij meting te bedragen 24 en 21,50 m. Men zou dus hieruit de conclusie kunnen trekken, dat de afslag vrijwel nihil geweest moet zijn, ware het niet, dat de „ancienne batterie", welke op de kaart nabij C staat aangegeven, thans niet meer in haar geheel aanwezig is. Bij goed zoeken vindt men den noordelijken uitlooper ervan echter terug in den vorm van een onopmerkelijke aarden verhevenheid van ± 30 cm hoogte en

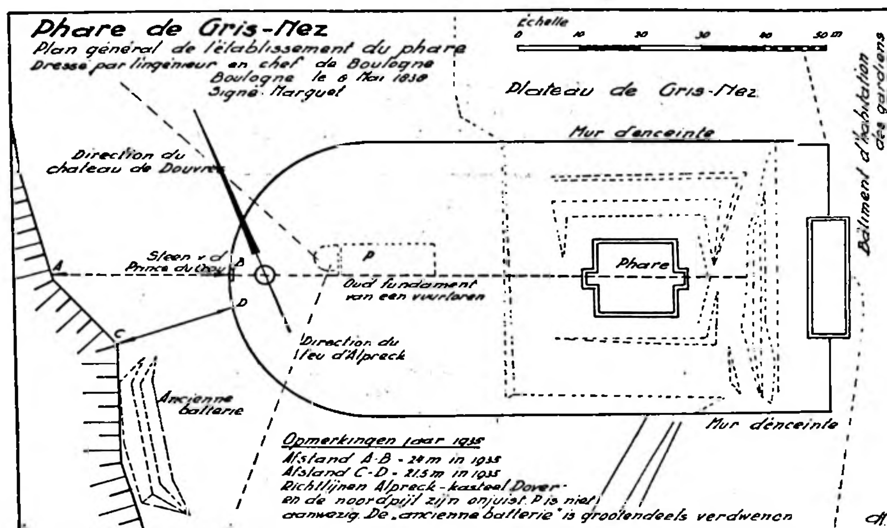


Fig. 52. Situatie van de vuurtoren van Gris Nez in 1838.

ongeveer 5 m lengte. Waarschijnlijk is het dus, dat de kaart, wat de kust en de „batterij" betreft, onjuist geteekend is (trouwens ook de richtingen naar Dover en Kaap Alprecht zijn verkeerd aangegeven) en dat de kust hier plaatselijk ± 4 m van den bovenkant heeft verloren sinds 1838. Deze bovenkant bestaat uit zanderige klei en vertoont een afronding, zoodat een geringe afkalving bij vochtigen bodem zeer wel mogelijk geacht moet worden. Onwaarschijnlijk is, dat de eigenlijke kaapwand, die uit rots bestaat, over 4 meter teruggeweken zou zijn. De kalkzandsteen is hier van een harde substantie (Grès de la Crèche); indien wij onze dijken ermede zouden kunnen beleggen, zouden wij voor vele eeuwen geholpen zijn. Zooals de klippen thans voor de kaap liggen vormen zij een uitstekende kustverdediging. Het talud van de „oeververdediging" tusschen H. W. en L. W. is vlak, ongeveer 1 : 10 à 1 : 20 en de betrekkelijk zwakke Kanaalgolven botsen dus niet tegen een rotswand, doch spoelen sterk geremd en gebroken over en door de rotsblokken. (Fig. 51).

Deze geleidelijke wijze van energiedemping, welke ten onzent kunstmatig wordt toegepast, werkt er toe mede, dat de Kaap in den loop der eeuwen slechts buitengewoon weinig teruggedreven zal kunnen zijn. Een bedrag van 25 cm per jaar, zooals Léon Lejeal aannam („Certains hydrographes affirment qu'au Gris Nez, la falaise s'entame de 0,25 m par an") is absurd.

De eigenaardige afgeronde vormen, welke een der steenlagen vertoont (Grès mamelonné), komen reeds voor in den oorspronkelijken bodem en zijn dus geen gevolg van het afslijpend vermogen van golven, of van weer en wind. (Fig. 51).



Fig. 51. Beschermende steenlaag (Grès mamelonné) bij Gris Nez of „Swartenes, een vuylen uythoek, daerneffens legghen veel klippen en rudsen langhs de wal" (De vurige Colom, 1632).



Fig. 53. Schildwachthuisje op den noordelijken hoek van het fort van 1544 te Gris Nez.

In den omringingsmuur van de gebouwen van den vuurtoren is een steen gemetseld met het navolgende opschrift:

„Au mois de Septembre 1757, le Prince de Croy a trouvé que de la maison du guetteur du Grinet au chateau de Douvre il y a 17861 toises (34,8 km), que de cette maison au haut de la falaise qui forme la pointe de ce cap il y a 130 toises (253,5 m), et comme il y a à peu pres 100 toises (195 m) de la plus grosse tour du chateau de Douvres au bout de la falaise il y a 17631 toises (34,4 km) d'une falaise à l'autre, ce qui forme le détroit. Cette maison est l'endroit de France qui approche le plus près de l'Angleterre puisqu'elle est 563 toises (1100 m) plus près du chateau de Douvres que celle du guetteur du Blanc Nez." (1 toise = 1,94904 m).

In 1835 werden nieuwe triangulaties uitgevoerd, waarbij tevens punten van de Varne en van de Ridge werden vastgelegd (triangulatie van ingenieur Bégat). Nog later werden in 1862 deze metingen herhaald en door LAROUSSE vergeleken met die van 1835. In 1862 werd weinig verschil gevonden voor de afstanden, welke de Engelsche en Fransche waarnemers hadden berekend, terwijl ook het verschil met de gegevens van 1835 zeer gering was. Bijvoorbeeld werd voor den afstand „Signal Fairlight" (Hastings)—„Signal Mount Couple" (St. Inglevert in Frankrijk) gevonden, ('**110**, 1875, blz. 3):

in 1836: 76.376.00 m (39196.6 toises).
in 1862: 76.374.55 „ (uitgaande van meridiaan v. Duinkerken).
: 76.373.92 „ (uitgaande van Engelsche triangulatie).
: 76.373.85 „ (Engelsche berekening).

De cijfers van den Prince du Croy voor den afstand van de „Maison du guetteur du Grinet" tot aan den rand der kliffen werden door ons niet gecontroleerd, omdat niet bekend was van welken hoek van het gebouw gemeten werd en de gebouwen der Marine, welke naderhand dichter bij de kust werden gebouwd, deze meting bemoeilijkten. De genoemde afstand van 130 toises (253.5 m) komt wel ongeveer uit, doch de lijn, waarlangs gemeten zou moeten worden snijdt de kust scheef, zoodat men geen zuiveren afstand zou kunnen meten. Het gaat hier om enkele meters.

Het beste bewijs voor den geringen afslag van Gris Nez kan worden gevonden in het volgende.

Iets ten oosten van den vuurtoren bevinden zich de aarden wallen van een oud fort, dat in 1544 door de Engelschen werd opgeworpen tegen Hendrik II van Frankrijk [1]). De oorspronkelijke aanleg, die nagenoeg vierkant is, is geheel intact en ook de noordelijke hoek ontbreekt niet (BRIQUET beweert op blz. 243 van zijn „Littoral" abusievelijk van wel). Van denzelfden tijd dateeren waarschijnlijk ook de steenen schildwachthuisjes, welke op den uitersten rand der Kaap gezet moeten zijn, omdat men alleen vandaar een goed overzicht over de zee en het strand heeft (zie fig. 53). Men verkrijgt aanvankelijk bij de beschouwing der situatie van dit fort en van deze schildwachthuisjes dus niet den indruk dat er in de 400 jaren, welke

---

[1]) Uit hetzelfde jaar dateert een door een zekeren Jan Tolhuysen te Utrecht gegoten kanon van 7,30 m. lengte, dat te Dover nabij het Kasteel staat en het volgende opschrift draagt:

„Breeck scuret al muer ende wal
Bin ic geheten
Doer bergh en dal boert minen bal
Van mi gesmeten."

sinds den bouw verliepen, iets aan den kustvorm gewijzigd is, doch bij nauwkeurige beschouwing vindt men ook hier weder de „anciennes batteries".

Fig. 54 geeft een schetsmatige voorstelling hiervan. Het kost eenige inspanning de lage walletjes te vinden en als oude batterijen te herkennen, doch eenmaal gevonden blijkt duidelijk, dat er sinds den tijd van aanleg eenige afkalving heeft plaats gehad. Bij het steenen schildwachthuisje schijnt dit niet het geval geweest te zijn,



Fig. 54. Schets van de ligging der aarden wallen (50 cm hoog) op Kaap Gris Nez.

doch verder zuidelijk wel iets. Intusschen zegt deze afkalving niet veel, daar de bovenste laag der Kaap uit zandige klei bestaat, die veelal plastisch is en gemakkelijk afschuift.

Blijkens de nauwkeurige onderzoekingen van Edm. Ploix (136, 1876, blz. 51) vindt men bezuiden Gris Nez op sommige plaatsen wel eenigen afslag, bijvoorbeeld ten noordoosten van Boulogne. Hier vormden de kleiachtige heuvels aan den rechteroever der Liane een vooruitspringende kaap, waarop anno 39 n. Chr. door Caligula een vuurtoren (pharos) werd geplaatst; „als getuigenis zijner overwinning liet hij op een vooruitstekende kusthoogte een toren bouwen, waar men des nachts het vuur liet branden om de schepen den weg te wijzen" (Suétonius). Deze toren, „de Oudeman" genaamd of „Tour d'Odre", komt nog voor op de kaart van Wagenaer (1584), doch hij stortte op 29 Juli 1644 in. De middellijn er van was 64 voet, de hoogte 200 voet, hij was achtkantig en bezat 12 verdiepingen. Het instorten geschiedde door ondermijning. Er wordt beweerd, dat de resten nog heden aanwezig zijn op de flanken der falaises, doch dit berust mogelijk op een vergissing. Een en ander geeft een indruk omtrent het tempo, waarmede hier de vooruitspringende hoogte werd afgeslagen. Thans is van afslag geen sprake meer, omdat het havenhoofd van Boulogne deze kust sinds lang beschermt. [1])

De afslag van Blanc Nez (fig. 55) is ongeveer te vergelijken met die van Zuid Voorland. Bij het monument is het krijt hard en vindt men geen kalfkegels, hetgeen een teeken is van geringe aantasting. Verder oostwaarts wordt het materiaal veel zachter en komen de genoemde kegels hoe langer hoe meer voor. Bij Sangatte is de afslag duidelijk waarneembaar (fig. 56). De kust ten noorden van Dover is hier dus vrijwel identiek aan die der overzijde: de harde krijtlagen bij Zuid Voorland correspondeeren met die van het „Monument" [2]) op Blanc Nez, terwijl de zachtere krijtlagen bij Deal overeenkomen met de lagen bewesten Sangatte. Slechts de laatsten slaan in beteekenende mate af.

De afstand van het hart van het monument op Blanc Nez tot den bovenkant der kliffen bedroeg in 1935, gemeten langs de oppervlakte van het terrein, 166 meter. De

[1]) Zie ook de fig. 96 en 97 van Briquet's „Littoral" (16).

[2]) Als verbroederingsteekens werden op Blanc Nez en Zuid Voorland twee gelijke gedenknaalden gebouwd omstreeks 1925. (Zie fig. 55).



Fig. 55. Blanc Nez.



Fig. 56. Afslag van de kust bij Sangatte.

afstand van den genoemden bovenkant van het klif tot een daarmede evenwijdig loopende ondiepe terreinsinsnijding van ½ m diepte bedroeg 19,30 m.

Ook ten westen van Blanc Nez zijn de lagen der zich daar bevindende lage kustheuvels weder kleiachtig en grijs (Vallon d'Escalles) en zoodoende kon de zee de kustboog van Wissant uithollen. Men zie hiervoor de uitvoerige beschrijving van BRIQUET. (Blz. 272).

Dat de „Quenocs" en de „Rouge-Riden", zoowel als de „Gardes" de uitbreiding der vroegere kliffen aangeven is wel waarschijnlijk, o.a. omdat de twee banken (spits) waarop Calais werd gebouwd, gericht zijn naar de „Rouge-riden". Deze banken zijn echter reeds zeer oud.

§ 25. GESCHIEDENIS DER KANAALKUSTEN.

De geschiedenis der zeestraat is belangwekkend. Reeds de Grieken (Pytheas) en Romeinen (Caesar) bevoeren deze wateren, terwijl er blijkens hunne geschriften van ouds een druk verkeer tusschen de inwoners van Gallië en Brittannië bestond.

Pytheas zeilde van Marseille (Grieksche kolonie) naar den mond der Loire, voer vervolgens langs het Bretonsch schiereiland en Uxisama (Ushant, Heizand) om vandaar het Kanaal over te steken en 24 uren later Lands End (Belerium) te bereiken, dat sinds vele eeuwen het belangrijke tingebied vormde. De tocht geschiedde in 325 v. Chr.

Het tin werd hier verhandeld op een eiland *Ictis*, dat bij laagwater via een soort wadformatie te bereiken was, ging vervolgens per schip naar Cadiz of naar den mond der Loire (Corbilo) en verder over land naar Marseille. De eerste was de Carthaagsche, de laatste de Grieksche handelsweg. (Zie ook § 26).

Na het tinland bezocht te hebben voer Pytheas oostwaarts door de Hoofden en vervolgens naar de Friesche kusten en daarna noordwaarts rondom Engeland en Schotland en zag daarbij o.a. Noord Voorland. Helaas is zijn dagboek „Over den Oceaan" verloren gegaan, doch brokstukken bleven bewaard, omdat Timaeus en Diodorus Siculus daaruit putten. Zoodoende is bekend, dat hij van een viertal plaatsen op de Engelsche kust de hoogste standen van zon en maan mat, waardoor het den grooten astronoom Hypparchus mogelijk was voor deze plaatsen de lengte en breedte vrij nauwkeurig te berekenen. (HOLMES, **85**, 1907 en JESSUP, **93**, 1930.)

Voor het eiland Ictis of Mictis wordt veelal het eilandje St. Michaels Mount aangenomen, dat in het centrum van het oude tingebied is gelegen in de „Mounts Bay" en dat thans nog geheel aan de beschrijving voldoet. (Zie fig. 57). Hier te lande heeft men wel gemeend, dat men in dien ouden tijd het Kanaal bij Landsend niet durfde oversteken en dat men daarom eerst liever over land naar Wight of Thanet zou zijn gegaan, doch in de eerste plaats voldoen of voldeden deze eilanden niet aan de beschrijving van het tineiland en in de tweede plaats is het uitgesloten te achten, dat men in die tijden een zoo langen en gevaarlijken landweg (Landsend—Thanet—Boulogne—Loiremond—Marseille) zou verkiezen boven den directen zeeweg van Cornwall naar de Loire. De weg van den Loiremond naar Marseille duurde alleen reeds 30 dagen.

Evenmin als de Carthagers, Grieken of Phoeniciërs bevreesd waren op den Atlantischen Oceaan te verkeeren, waren dit de kustbewoners zelf. Pytheas vernam in het noorden van Schotland, dat Thule (IJsland) nog 6 dagreizen ver verwijderd lag aan den rand van den poolcirkel (waar de zon soms niet onderging) en Caesar beschrijft de bewoners bij den Loiremond, Veneti genaamd, als koene zeevaarders. [1]) De

---

[1]) JULIUS CAESAR, De bello Gallico: „Zij hebben de meeste schepen, waarmede zij regelmatig naar Brittannië varen, en zijn alle anderen op het gebied van het zeewezen de baas". Verder: „de schepen der Veneti zijn op de volgende wijze toegerust: hun kielen zijn beteekenend

Romeinsche schepen konden volgens Caesar, wat afmetingen en sterkte betreft, lang niet tegen die der Veneti aan.

Pytheas zou in het Noorden booten, gemaakt van latten waarover huiden, hebben

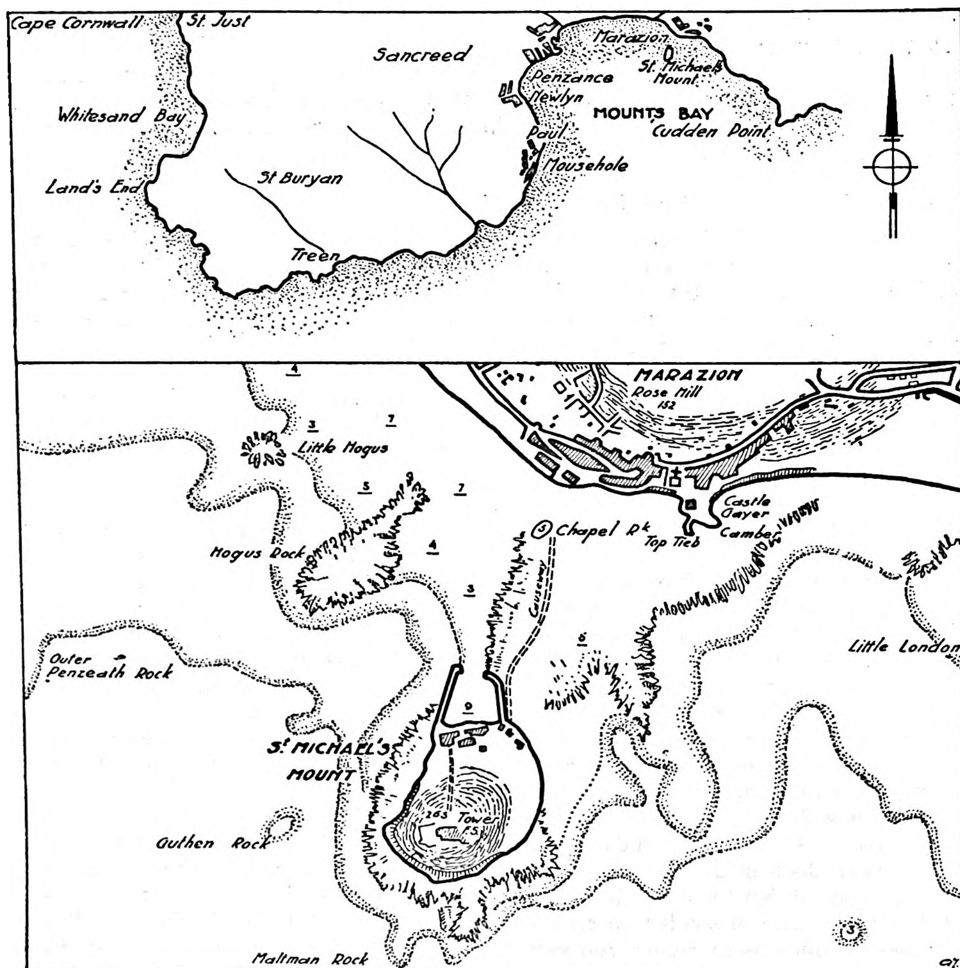


Fig. 57. Situatie van St. Michaels Mount bij Lands End.

Vervolg van de noot op bladz. 97.

vlakker dan de onze om gemakkelijker de ondiepten tijdens eb te kunnen passeeren; voor- en achterdek zijn zeer hoog voor het geweld der stormen; de schepen bestaan geheel en al uit kernhout en zijn daardoor zeer sterk; de dwarsbalken zijn een voet dik en gespijkerd met ijzeren nagels; de ankers hangen niet aan touwen, maar aan ijzeren kettingen; in plaats van linnen zeilen worden huiden gebruikt, waarschijnlijk omdat linnen zeilen de geweldige stormen der Oceaan niet zouden kunnen trotseeren en zulke scheepskolossen niet zouden kunnen doen gehoorzamen".



Fig. 58. Romeinsch fort te Reculver, aan de afslaande kleikliffen-kust van Noordkent.



Fig. 59. Romeinsch fort te Richborough (Sandwich).

gezien, dus dezelfde soort, welke ook thans nog aan de westkust van Ierland voor de vischvangst worden gebruikt.

Ceasar's overtocht geschiedde voor de eerste maal op 25 Augustus van het jaar 55 v. Chr. Slechts 2 legioenen namen hieraan deel en op 2 September keerde men reeds weder terug. Het was dus een verkenningstocht. Aanvankelijk (bij Dover?) durfde hij niet landen, omdat de oever daar teveel was ingesloten door steilten, van welker top men het strand onveilig maakte („alle hoogten waren met vijanden bezet"). Hierom werd 7 mijlen oostwaarts gevaren, alwaar aan een vlakke en open kust (bij Walmer Castle?) na eenige schermutselingen met de inwoners, geland werd. Het jaar daarop vertrok hij in Juli bij zonsondergang uit *Portus Itius* en kwam tegen den morgen weder op de plaats aan, waar ook tevoren werd geland. Ruim 800 schepen, waarop 5 legioenen en 2000 paarden, namen aan deze expeditie deel.

De haven waarvan Caesar vertrok, Portus Itius, wordt door hem aangegeven als te liggen in „het land der Morini, vanwaar men den kortsten overtocht naar Brittannië heeft". De best ingelichte schrijvers nemen hiervoor Boulogne aan. Morinië is het tegenwoordige „Boulonnais" of „Pas de Calais".

De overtocht duurde de eerste maal van de „derde nachtwake" tot de „vierde ure" (± 8 uren), de tweede maal van zonsondergang tot den middag van den volgenden dag (wegens windstilte ± 15 uren). Deze tijden zouden ook thans met betrekkelijk kleine zeilschepen worden gemaakt en zij duiden er niet op dat in Caesar's tijd de engte veel smaller was dan nu.

Voor den afstand van Portus Itius (Boulogne) tot de Britsche kust noemt Caesar 30 mijlen. Anderen meenen, dat hij oorspronkelijk 40 mijlen zou hebben geschreven. Strabo neemt namelijk 320 stadiën en dit zou met de 40 Rom. mijlen of $40 \times 1481{,}50 = \pm 60$ km overeenkomen. De werkelijke afstand tusschen Dover en Boulogne is ± 50 km, terwijl het nauwste gedeelte 33 km of ruim 22 Rom. mijlen breed is. Plinius noemt weder 30 Rom.mijlen als de kortste afstand tusschen Gallië en Brittannië en voegt daaraan toe, dat de kortste afstand tusschen Brittannië en Ierland ongeveer even groot is. Dio (Hist. Rom. XXXIX : 50) zegt: „Brittannië is 60 mijl (450 stadiën) verwijderd van het land der Belgen, waar de Morini wonen".

Men kan natuurlijk geen absoluut nauwkeurige cijfers uit de oudheid verwachten en de maten zooals die door Caesar, Strabo en Plinius worden opgegeven, namelijk 30 en 40 mijl zijn betrekkelijk weinig mis. Wegens de getijstroomen zal men den afstand iets te groot hebben geschat. Er blijkt in elk geval uit, dat de zeeëngte in Romeinschen tijd niet slechts enkele kilometers breed was, zooals sommigen wel gemeend hebben te mogen beweren, doch dat zij ongeveer de breedte had, die zij thans nog bezit.

Men kan, het werk van Caesar en de andere ouden lezend, niet aan den indruk ontkomen, dat hier sinds meer dan 2000 jaar slechts uiterst weinig is veranderd. Uitlatingen als Cicero's „muratos mirificis molibus" („de Britsche expeditie — van Caesar — is een bron van angst, want het eiland bezit wonderbaarlijk hooge en steile kliffen", Juni 54 v. Chr.) en vele andere citaten bevestigen dit. Voorts niet alleen deze citaten, maar ook de nog bestaande Romeinsche bouwwerken.

Caesar's verovering had weinig direkt gevolg. Eerst na de landing van Claudius, 97 jaren later, begon de eigenlijke Romeinsche overheersching van Brittannië, die tot in het begin van de 5e eeuw duurde.

De Romeinen bezaten toen 5 havens aan de zuidoostkust van Engeland, te weten:

Regulbium (Reculver) (zie fig. 58).
Rutupiae (Richborough) (zie fig. 59).
Dubris (Dover).

Portus Lemanis (Hythe of anders Lympne).
Anderide (Pevensey).

De eerste twee waren gelegen aan het water, dat Thanet scheidde van het vasteland van Engeland, genaamd Wantsum. Alle vijf havens zijn thans verzand.

De vier eerstgenoemde waren door wegen verbonden met het centraal gelegen Duroverno (Canterbury), vanwaar via Londen de „Watling street "naar Holyhead leidde. Aan de overzijde was in Morinië een dergelijk wegennet aangelegd, met als knooppunt Kassel (zie fig. 60).

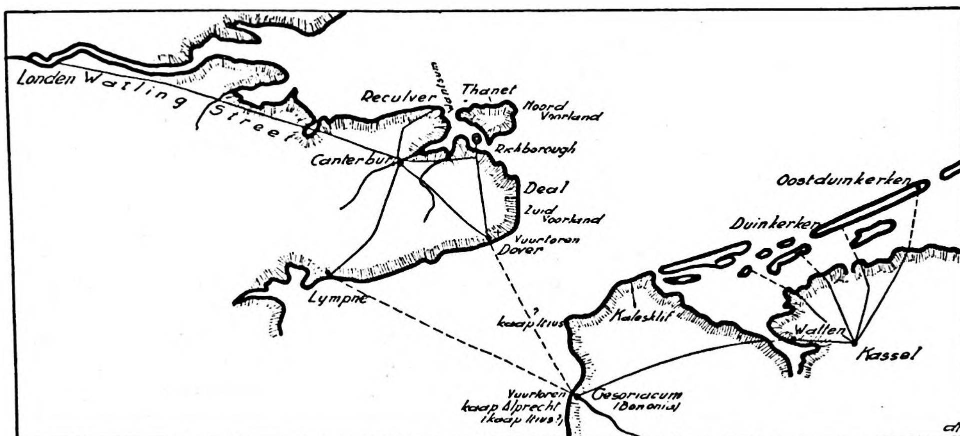


Fig. 60. Situatie der Romeinsche wegen.

De Romeinsche vloot, „Classis Brittannica", patrouilleerde in de zeeëngte vanuit Dover, Lympne en Boulogne.

Er is langen tijd strijd geweest of de door CAESAR gebruikte „Portus Itius" met Boulogne (Buenen) dan wel met Wissant (Witzand), tusschen Gris Nez en Blanc Nez moest worden vereenzelvigd. Nog meer plaatsen werden genoemd, doch deze vielen langzamerhand af.

Dank zij het grondig onderzoek van HAIGNÉRÉ en anderen moet men Boulogne zeker de voorkeur geven. Ook BRIQUET (1931) twijfelt niet meer om Portus Itius met het oude „hable d'Isque", d.i. de mond der Liane bij Boulogne, te vereenzelvigen en er bestaat daarvoor ook alle reden. Reeds in 39 n. Chr., dus vóór CLAUDIUS' overtocht, bouwden de Romeinen hier hun vuurtoren en zelfs van 27 v. Chr. af is het oude Gesoriacum, later Bononia gedoopt, voortdurend de hoofdplaats (pagus) dezer streek (HAIGNÉRÉ, **80**, 1882). In Boulogne kwamen volgens de Peutinger kaart niet minder dan drie Romeinsche wegen uit en de zoogenaamde „haute ville" schijnt oorspronkelijk een Romeinsch fort te zijn geweest, althans wat vorm en grootte betreft, gelijkt zij sprekend op de forten van Richborough en Reculver. KAREL DE GROOTE verbeterde in 810 de haven en herstelde de „Oudeman" (tour d'Odre) van CALIGULA.

PTOLEMAEUS (2e eeuw) noemt hier „Kaap Itius" en geeft daarvan de lengte en breedte op als te liggen bewesten Portus Itius. HAIGNÉRÉ neemt daarom aan, dat hiermede Kaap Alprecht bedoeld is. Anderen (**160**, 1934) beweren op grond van de geographische gesteldheid dezer kust, dat Gris Nez bedoeld moet zijn. Dat PTOLEMAEUS

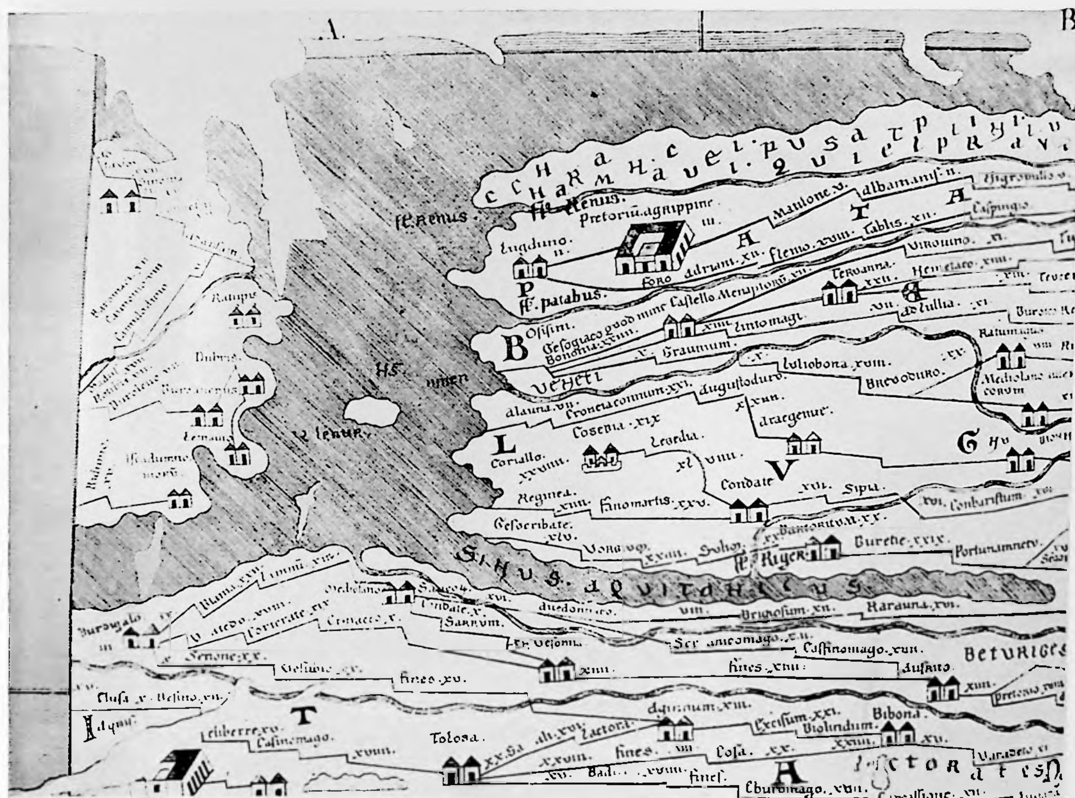


Fig. 61. De Peutingerkaart, westelijk gedeelte.

niet zeer betrouwbaar is, spreekt wel vanzelf. De kust tusschen Kaap Itius en den Maasmond wordt bij voorbeeld door hem als oost-west gericht aangenomen.

Aan het einde der 3e eeuw begonnen de Saksische stammen reeds de Britsche kusten te bestoken. Hiertegen bouwden de Romeinen tusschen de Wash en Wight 9 à 10 vestingen, waarvan resten thans nog aanwezig zijn (Richborough, Reculver, enz.). De laatste Romeinsche munt, welke in Richborough Castle werd gevonden was van 423 n. Chr. Daarna kwamen de goedgevormde Saksische munten met duidelijke opschriften. Het jaartal 441 (volgens Prosper Tiro van Aquitanië) of 449 (volgens de kroniek van Bede) waarop verondersteld wordt, dat de eerste groote invallen der Angelen en Saksen onder leiding van HENGIST en HORSA het land binnenvielen, stemt dus tamelijk goed met de archeologische vondsten overeen.

De zoogenaamde Peutingerkaart, waarop „de wereld" staat afgebeeld, stamt weliswaar uit den Romeinschen tijd, doch de teekening, die wij kennen, vertoont volgens DERVAUX (**42**, 1931) zes bijwerkingen tusschen 27 v. Chr. en 1265 n. Chr. Feitelijk is het geen kaart, doch een schema van afstanden (fig. 61). De richtingen zijn vrijwel alle oost-west en sterk verteekend, het formaat is namelijk 0,34 × 6,28 m, en vele grove fouten kunnen worden aangetoond. Het blad Brittannië ontbreekt, doch „Gesoriacum quod nunc Bononia" staat er nog op. Dat de weg hier tegen de zeekust en niet bij Boulogne eindigt, zegt niets, omdat de verhoudingen zoek zijn. Uit het feit, dat de teekenaar Boulogne niet onmiddellijk aan zee teekende, mag men niet de gevolgtrekking maken, dat dit ook werkelijk het geval was. (Zie ook: WARTENA, **200**, 1927).

Ook in de Middeleeuwen en daarna bleven Dover en Boulogne de voornaamste plaatsen voor den overtocht. WILLEM DE VEROVERAAR vertrok weder van de laatste plaats en hetzelfde plan bezat NAPOLEON vele eeuwen later .Wissant (Witzand) verkreeg eerst in de Middeleeuwen een zekere belangrijkheid, terwijl Calais (Kales) in de 12e eeuw pas opkwam. In de 16e eeuw bouwde HENDRIK VIII zijn forten aan de Engelsche kust, welke thans nog goede verkenmerken geven, terwijl in 1582 LUCAS JANSZ. WAGENAER van Enkhuizen de eerste fraaie zeekaarten van dit gebied maakte.

Voor de zeevaarders onzer lage landen beteekende de zeeëngte de poort naar het Zuiden. De steile witte kusten werkten in op hunne verbeelding gelijk bijvoorbeeld uit de sage der Friezen betreffende het groote schip „Mannigfuald" of „Mannigfuar" (Groningsch: „het schip van Ternuuten, geheeten de Almacht") blijkt. Dit schip voer met de „eerste Friezen" uit den Atlantischen Oceaan het Kanaal in en raakte wegens zijn enorme grootte — als men als jongeling in het want klom, kon men eerst als grijsaard beneden komen; de kapitein reed te paard het dek op en neer — beklemd in de Hoofden. Door het insmeren der boorden met witte zeep, wist men het schip er door te krijgen, doch de Hoofden zijn sindsdien wit gebleven. Hoe oud deze sage is kan natuurlijk niet worden geschat. Men mag er niet uit afleiden, dat de zeeëngte vroeger nauwer was dan thans, doch wel dat de Hoofden reeds van ouds op de verbeelding onzer voorzaten hebben gewerkt.

§ 26. EEN VERONDERSTELDE WADFORMATIE IN HET NAUW.

In 1930 kwam Dr. HOLWERDA (**86**) uit Leiden met de opzienbarende verklaring, dat in Romeinschen tijd de zeestraat van Dover gedeeltelijk vol zand zou hebben gezeten en dat een breede wadzoom langs de oostkanten sindsdien verdwenen zou zijn. Ook het tineiland Ictis werd door hem geheel anders gelocaliseerd dan tot nog toe geschiedde. Hij plaatste dit namelijk in de zeeëngte zelf! „In der Meeresenge von Calais ist diese alte Insel zu lokalisieren".

Op gezag van Dr. HOLWERDA werd dit denkbeeld algemeen overgenomen en sprak men van „waddenzoomen langs de kusten van het Nauw van Calais met eenige daarin gelegen hoogere eilanden" (181, 1935) of van „zandmassa's, welke in den Romeinschen tijd de opening van het Nauw van Calais nog opvulden" (163, 1933, blz. 117).

Deze uitspraken komen mij in hooge mate verwonderlijk voor. Niet alleen dat in de oude Romeinsche literatuur nimmer over een wadformatie in deze streek wordt gesproken, noch ook van een eiland, dat CAESAR of zijn opvolgers toch gezien en beschreven zouden moeten hebben, doch sinds de vele eeuwen waarin deze Romeinsche geschriften bestudeerd worden heeft, naar ik meen, nooit iemand deze stelling verkondigd. Hebben alle vroegere en nog levende geleerden, die zich met deze zaak zoo grondig hebben bezig gehouden, deze belangrijke feiten over het hoofd gezien? Het is noodig hiernaar een onderzoek in te stellen, temeer daar er een zekere onrust door werd verwekt. Indien in slechts 2000 jaren zulke aanzienlijke veranderingen in de Hoofden waren te constateeren, welke zouden dan nog in de naaste toekomst verborgen liggen?

Een der meest geldige redenen, waarom HOLWERDA denkt dat de kust bij Boulogne sterk is afgeslagen, is de streep op de Peutinger kaart, die van deze plaats naar de zeekust loopt. Zooals reeds in de vorige § werd medegedeeld moet men de kusten dezer kaart niet „au serieux" nemen. Alles is er ten zeerste op verteekend (fig. 61): „Het doel dezer kaart was niet een geographisch juist beeld van de bewoonde wereld te geven, maar zij zocht door nauwkeurige mededeeling van de afstanden tusschen de grenzen der op de kaart geteekende gebieden een indruk te geven voornamelijk van den omvang van het Romeinsche Rijk. AGRIPPA streefde geen wetenschappelijk doel na, dus niet zooals de Grieksche geographen, astronomische gegevens" zegt WARTENA in zijn proefschrift (200, 1927) terecht.

Er moet daarbij worden opgemerkt, dat de afstanden wel op de kaart zijn aangegeven (bijvoorbeeld die tusschen Gesogiaco quod nunc (thans geheeten) Bononia en Castello XXIIII mijl), en dat er geen afstandscijfer geschreven staat tusschen Boulogne en de zee. De kustlijn werd op eenigszins rythmische wijze zoodanig getrokken, dat er ruimte was voor letters. Meerdere wegen werden hier tot de kust doorgetrokken. Mogelijk zijn deze strepen niet als weg bedoeld, doch alleen een aanduiding, dat men van hier naar Brittannië kon komen of dat de weg hier tegen de kust doodliep.

De vuurtoren van Caligula, geheeten „Oudeman", is wel het beste bewijs, dat de afslag sinds den Romeinschen tijd bij Boulogne slechts op zijn hoogst ongeveer 100 à 200 m zal hebben kunnen bedragen.

Bezien wij de overige redenen, die HOLWERDA hebben geleid tot zijn conclusie, nader, dan blijkt, dat hij gedeeltelijk geput heeft uit HOLMES, Ancient Britain. HOLMES vertelt op blz. 572, dat de naam van het eiland Ictis (of Mictis) mogelijk verband zal houden met de Middeleeuwsche Iersche benaming voor het Kanaal: „Muir 'n Icht" (muir beteekent zee, zoodat de benaming vertaald luidt: zee van Icht). Ook „Kaap Itius" (waarschijnlijk Gris Nez) en „Portus Itius" (Boulogne) zullen daarmede mogelijk verband houden volgens HOLMES. Hiertegen bestaat natuurlijk geen bezwaar. Het Kanaal is 550 km lang en wil men het tineiland Ictis in verband brengen met „Muir 'n Icht" dan behoeft dit niet op tegenstrijdigheden te stuiten, omdat Cornwall het tinland was en dit aan het Kanaal gelegen is. Het tingebied was vroeger hoofdzakelijk gelegen op 12 mijlen ter weerszijden van het eilandje St. Michaels Mount bij Penzance (zie fig. 57 en 62 en HOLMES. Ancient Britain, blz. 499), dat thans nog evenals in Pytheas' tijd door een bij laagwater begaanbaren weg met het vasteland



Fig. 62. St. Michaels Mount.



Fig. 63. Oude kustboog bij Wissant.

van Cornwall verbonden is [1]) en waar ook bronzen voorwerpen werden gevonden. De naam der plaats, Marazion, Marghas-ion zou „markt" beteekenen (Market Jew). De geheele baai heet naar het eilandje „Mounts bay" en de beschutting tegen storm moet er voor de vroegere kleine schepen zeer goed geweest zijn. Vrijwel algemeen neemt men daarom aan dat St. Michaels Mount het oude Ictis is. Twijfel hieraan schijnt weinig gegrond. (Zie ook Taylor, 178, 1932).

HOLMES is bijzonder uitvoerig in zijn betoogingen en noemt ook opvattingen, die vroeger wel eens naar voren gebracht zijn door schijnbaar minder goed ingelichte schrijvers. In het algemeen is zijn betoog: Er zijn weliswaar personen geweest, die het eiland Wight en zelfs het vroegere eiland Thanet (oostpunt van Engeland) als het tineiland Ictis hebben willen beschouwen, doch dat is weinig waarschijnlijk. Waarom zou men, indien men van Landsend naar de Loire moest, eerst de lange reis naar het oosten hebben ondernomen om dan toch de zee over te steken en vervolgens de reis over land naar den Loiremond (Corbilo) te maken?

HOLWERDA draait HOLMES' betoog om en zegt: „Man hat gemeint, es konnte vielleicht Thanet gewesen sein, das wirklich einmal ein Insel war, andere behaupten Wight sei gemeint, ja auch Lands-End, ganz im S. W. von England, wird in Betracht gezogen "......„ Es scheint mir aber nicht zweifelhaft, in welcher Gegend wir diese Insel Ictis zu suchen haben". „Eine Insel Ictis musz doch wohl in dem Wasser gelegen haben, das selbst noch bis im Mittelalter diesen selben Namen geführt hat (Muir n'Icht). In der Meeresenge von Calais ist also diese alte Insel zu lokalisieren."

Dit analyseerend, komt men tot de conclusie, dat HOLWERDA op de naamsovereenkomst tusschen Icht en Ictis is afgegaan en voorts de *zeeëngte van Calais verward heeft met het Kanaal.* „Icht ist noch sehr lange der alte Irische Name fur die Meeresenge bei Calais gewesen" beweert HOLWERDA op blz. 413 van HOLMES te hebben gelezen. Dit is echter niet goed gelezen, daar HOLMES op deze blz. zegt dat Icht de oude Iersche benaming voor het Engelsche Kanaal is.

Behalve HOLMES haalt HOLWERDA ook MÜLLENHOF aan (Deutsche Altertümskunde blz. 471). Wel verre van HOLWERDA'S meening te steunen zegt deze daar echter, dat „Ictis gezocht moet worden bij het voorgebergte Belerium (Lands End) en dat het ongetwijfeld een der kleine eilanden is bij Lands End".

Indien de bewoners in het bronzen tijdperk zeer slechte zeevaarders zouden zijn geweest, zou men aan HOLWERDA'S meening, dat men het allernauwste gedeelte van het Kanaal op had gezocht en aan een 1000 à 1200 km langen landweg de voorkeur zou hebben gegeven boven een dagreis te water, mogelijk eenige waarde kunnen toeschrijven, doch de bewoners waren volgens Caesar, die hier slechts eenige honderden jaren na Pytheas kwam, goede zeevaarders, die niet tegen groote afstanden opzagen. Pytheas zelf vond de bewoners van Cornwall bijzonder beschaafd vanwege hun contact met de volken der Middellandsche Zee.

Kan men dus de door Dr. HOLWERDA veronderstelde ligging van het eiland Ictis in de Hoofden niet als juist aannemen, hetzelfde is het geval met den Waddenzoom. Om uit de simpele mededeeling van Diodorus aangaande een zich bij Landsend

---

[1]) De officieele „Channel Pilot", part I, geeft de volgende beschrijving van St. Michaels Mount: It is of conical shape 263 feet (80 m) high and bears a striking resemblance to the mount of the same name in Normandy, though much smaller. The castellated building with a conspicuous tower situated on the summit was originally a monastry and afterwards a castle or fortress. The mount is connected to the shore at Marazion, 3 cables distant, by a ledge, on which a causeway covered by half flood.

St. Michaels' Mount harbour, on the northern side of the mount, is a tidal harbour formed by two piers with spurs at their extremes, between which is the entrance 70 feet wide, with a depth of 15 feet at mean high water springs.

bevindende begaanbare weg bij laagwater af te leiden, dat breede waddenzoomen in de Hoofden aanwezig geweest moeten zijn, is natuurlijk niet toelaatbaar. Noch mag ook de volgende bewijsvoering worden toegepast voor het bestaan hebben van wadden bij Boulogne.

Het is algemeen bekend, dat Gesoriacum de oude naam voor Bononia (Bologna of Boulogne) is. Het heet, dat een der gouverneurs in Constantijn's tijd de oorspronkelijke naam veranderde en daarvoor die zijner geboorteplaats Bologna in de plaats stelde. Niettegenstaande het vaststaat, dat met Gesoriacum en Bononia een en dezelfde stad wordt bedoeld (de Peutinger kaart — fig. 61 — geeft dit ook te kennen met de woorden „quod nunc"), neemt HOLWERDA hier *twee* steden aan: Gesoriacum *en* Bononia. De laatste zou een „ins Wattenmeer vorausliegenden Punkte am eigentlichen Fahrwasser" geweest moeten zijn en beide steden zouden door middel van moerasbruggen (pontes longi, „Brückendammstrasse") verbonden zijn geweest. Een en ander zou volgen uit Florus' „Epitome".

Slaat men dat na, dan vindt men, dat het verhaal niet gaat over Morinië of Gallië, maar over *Germanië*, alwaar Drusus langs de Maas, Rijn, Weser en Elbe een 500-tal forten bouwde. „Hij verbond Borma en Caesoria door bruggen en liet daar vloten achter ter bescherming. Hij baande een weg door het Hercynisch Woud (Teutoburger Woud), dat nog nimmer tevoren bezocht of doorkruist was. In één woord: er was zulk een vrede in Germanië, dat de bewoners veranderd schenen".

Dit staat onder het hoofd: „*Bellum Germanicum*" en de plaatsen Borma, Borman of Bonam (Bonn?) en Caesoria (anderen hebben Moguntiacum-Mainz) moet men dus bij of ten oosten van den Rijn zoeken. FORSTER zegt in zijn recente vertaling (1929), dat de drie bekende handschriften, welke er van FLORUS bestaan (9° à 11° eeuw) voor de laatste stad alle een verschillende spelling bezitten, nl. „Caesorio", „Gesogiam" en „Genoso". Het waarschijnlijkst acht BIJVANCK (**19**, 1931, blz. 306), dat bedoeld is Bonna (Bonn) en Caesoriarum, deze laatste aan de overzijde van den Rijn bij Bonn gelegen (Schwarzrheindorf); Drusus heeft daar een brug gebouwd in aansluiting met den weg van Trier en verder door het dal van de Sieg, en daar een station voor de vloot aangelegd.

Het oorspronkelijke handschrift schijnt hier dus moeilijk leesbaar geweest te zijn en hoewel Gesogiam wel eenigszins doet denken aan Gesoriacum, mag men hieruit niet de conclusie trekken, dat Boulogne bedoeld zou zijn, omdat de stad in Germanië moet liggen.

HOLWERDA verplaatst DRUSUS' handelingen naar Gallië, verandert het woord Borma door Bononia en het woord brug door moerasbrug (pontes longi) en voltooit de fantasie met de opmerking, dat de „twee" steden Gesoriacum en Bononia wel door een „Groszartigen Hafenanlage vereint" zullen zijn geweest.

Noch voor de veronderstelling, dat hier twee steden Bononia *en* Gesoriacum lagen, noch dat deze verbonden zijn geweest door „pontes longi", noch voor een wadformatie, noch voor de „groszartige Hafenanlage" vond ik in HOLWERDA'S aanhalingen der Ouden een spoor van redelijk bewijs.

Caesar spreekt inderdaad van twee havens „portus Itius" en „portus ulterior", de laatste op 8 mijlen afstand der eerste gelegen. Gewoonlijk denkt men voor „portus ulterior" aan het oude Ambleteuse aan den mond der Slack, ongeveer 8 mijlen ten noorden van Boulogne[1]) en Caesar zou hier zijn ruiterij hebben gehad in verband met de rijke grasvelden, die er worden gevonden (Haignéré). HOLWERDA denkt, dat

[1]) WAGENAER heeft hier „Hebletul", Hable beteekent haven. COLOM (1632) heeft reeds Ambleteul. Vergelijk hiermede Hable d'Isque (Boulogne).

deze „portus ulterior" op een wadformatie heeft gelegen en Gesoriacum heeft geheeten (de wadzoom zou hier dus 8 mijlen breed geweest moeten zijn) en laat Caesar's ruiterij over deze wadden gaan, die „nur für die Reiterei zugänglich" zouden zijn geweest, omdat het voetvolk direct van portus Itius voer (de ruiterij is anders nog zwaarder dan voetvolk !). Hoe denkt men zich overigens een „Hafenanlage", „groszartig" of niet, op een wadformatie en welke volksstam moet die vóór Caesars komst hebben gemaakt? Het zou bovendien zeer gevaarlijk geweest zijn op een 15 km breed wad te verkeeren bij de tijverschillen van ± 6 à 8 meter, welke men hier heeft. En moeten er geen enorme tijgeulen in geweest zijn voor de vulling en lediging dezer wadvlakten? Caesar spreekt niet over dit vervoer over een wad, noch over een zoo opmerkelijk iets als een haven in een waddengebied. Hij schrijft slechts over twee havens, wier onderlinge afstand 8 mijlen was, en uit deze gegevens een wadformatie te willen putten schijnt vreemd.

HOLWERDA haalt voorts aan — zie RICE HOLMES, Ancient Britain blz. 526 — dat een laag eiland Lomea, op ongeveer 4 mijlen van Thanet gelegen, in 1098 zou zijn verdwenen. Het is volgens HOLMES zeer de vraag of dit verhaal juistheid bevat[1]). Bovendien heeft de plaatsaanduiding der overlevering geen betrekking op de zeeëngte, doch op de Goodwin Sands.

Of de Vlaamsche banken resten zijn van een waddenzee of van een oorspronkelijk verder vooruitgeschoven vastland is ook zeer de vraag. Beweringen als: „auch vor der Mündung der Schelde hat sich dieselbe (de vlakte) damals (in Romeinschen tijd) bis weit ins jetzige Meer ausgedehnt, von den Gewässern dieses Stromes durchschnitten; die Scheldemündung muss damals also auch viel weiter westlich gelegen haben" hebben weinig waarde zoolang geen positieve bewijzen geleverd worden. De onderzoekingen van M. DE MAN, inzake de eenige eeuwen geleden blootgespoelde Romeinsche nederzetting te Domburg, die HOLWERDA in dit verband aanhaalt, duiden eerder op het tegendeel. Immers de nederzetting zal in de nabijheid der zeekust gevestigd geworden zijn (in duinengebied). De plaats ervan ligt thans slechts eenige honderden meters in zee.

STRABO beweerde, dat men van de Rijnmonden Brittannië kon zien. Elders zegt hij echter, dat er 4 overgangsplaatsen zijn, welke gewoonlijk worden gebruikt, t.w. van de monden van den Rijn, van de Seine, van de Loire en van de Garonne. Hij voegt daaraan toe: „De menschen die van de Rijnmonden willen oversteken, doen dit niet van den mond dezer rivier, doch van het land der Morini ..... en in dit land ligt de haven Itius, die Caesar gebruikte als oorlogshaven toen hij naar het eiland overstak". De laatste bewering schijnt beter dan de eerste. Trouwens Ptolemaeus geeft de lengte en breedte van den Rijnmond als liggende ver ten oosten van Engeland.

Hoe men hierover ook moge denken, zeker is, dat voor HOLWERDA'S hypothese omtrent het bestaan hebben „eines ausgebildeten Wattenmeeres an der östlichen Kanalküste" of voor eilanden in de zeeëngte der Hoofden, geenerlei redelijke bewijzen gevonden zijn kunnen worden.

§ 27. VROEGERE KUSTEN BIJ DE HOOFDEN.

Ook de indruk, die wel eens gewekt is door verschillende schrijvers over het ontstaan van het Nauw van Calais, als zijnde slechts enkele duizenden jaren geleden, komt niet overeen met de logica der feiten.

---

[1]) HOLMES zegt hiervan (blz. 526): „I have searched his (Giraldus Cambrensis, degene die over Lomea gesproken zou hebben) writings diligently and I can find no mention whatever therein either of Lomea or of the Goodwin sands".

Eén dezer feiten is, dat er een opmerkelijke oude kust aanwezig is tusschen Gris Nez en Blanc Nez. Wissant is gedeeltelijk op de vlakte tusschen de oude en de nieuwe kust gebouwd. Het doode klif sluit met een fraai gevormde kustboog aan bij de hooge gronden van Blanc Nez en Gris Nez. De teen ervan ligt op 5 m boven den huidigen gemiddelden zeestand, de bovenste rolsteenen op 15 m boven den tegenwoordigen hoogsten waterstand (fig. 63).

Dergelijke doode kliffen, welke ontstaan zijn bij een waterstand van ongeveer 15 m hooger dan thans, duiden volgens BRIQUET op een hoogte van den zeespiegel *van vóór den Riss ijstijd.*

Het doode klif tusschen Gris Nez en Blanc Nez moet blijkens de enorme niveauverschillen, welke sindsdien voorkwamen, zeer lang geleden ontstaan zijn, namelijk in een periode ver voor den laatsten (Würm) ijstijd en hieruit zou met groote zekerheid volgen, dat de zeestraat zelf, historisch gesproken, *ontzaglijk oud* is.

Misschien is zij als rivierdal ontstaan tijdens een der oudere ijstijden, toen de Noordzee volgens de geologen aan de Noordzijde heeft dichtgezeten met ijs en al het smeltwater van half Europa geen anderen uitweg had dan door de Hoofden.

Naar het schijnt valt uit den vorm van den kustboog af te leiden, dat ten tijde van het ontstaan ervan de kust bij Blanc Nez zich tot de Quenocs uitstrekte en dat de Gardes resten zijn van het oude strand (fig. 64).

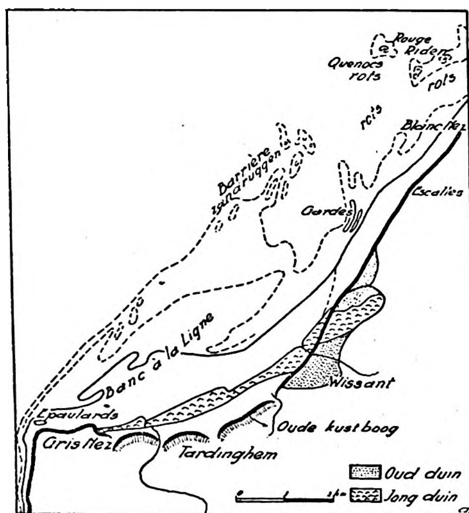


Fig. 64. Situatie kustboog bij Wissant volgens BRIQUET.

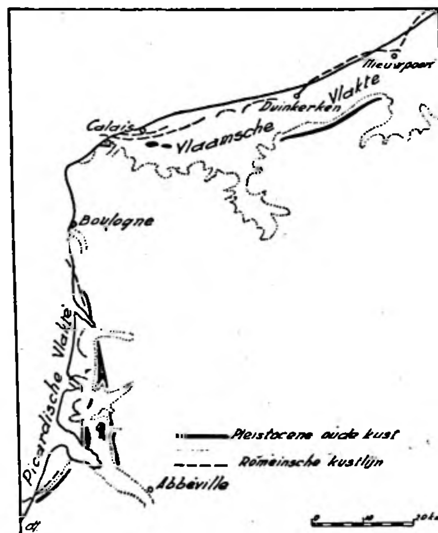


Fig. 65. Oude kusten van de Boulonnais (BRIQUET).

Ten zuiden van Boulogne en ook ten zuiden van Duinkerken komen nog jongere en oudere doode kliffen voor, welke moeten zijn ontstaan bij zeestanden van 5 m en 35 m . Hierop zal niet verder worden ingegaan. Men zie hiervoor de figuren 65 en 66.

In Romeinschen tijd (eind „flandrien" of oud holoceen, begin „dunkerquien" of jong holoceen) moet de kust beoosten Blanc Nez er als een kust met duinen hebben uitgezien. Men zie hiervoor weder de nauwgezette en deskundige onderzoekingen van BRIQUET.

Deze onderzoekingen geven geen steun aan HOLWERDA's bewering, dat de Vlaamsche kust in Romeinschen tijd zeer veel verder in zee gelegen zou hebben of dat er wadden voor geweest zouden zijn. Immers duineneilanden ontstaan aan den zeekant van wadden, niet aan den landkant.

Na den Romeinschen tijd steeg volgens algemeen inzicht het water eenige meters ten opzichte van het land en werden de moerassen, hier moeren genoemd, achter de duineilanden met een laag zeeklei bedekt (zie fig. 60). De zeegaten, waardoor het wad gevuld en geledigd werd van ± 400—1000, werden geringer in

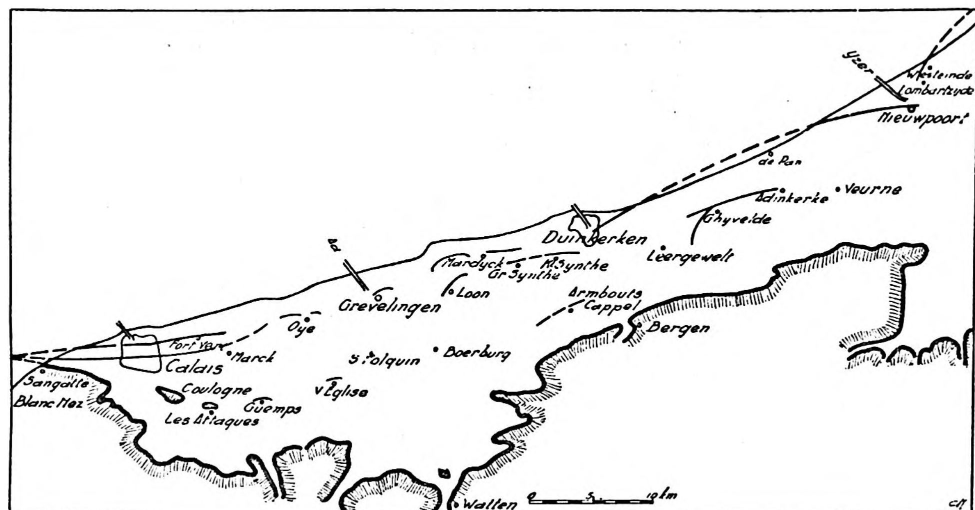


Fig. 66. Oude kusten in Fransch Vlaanderen. (BRIQUET).

omvang naarmate deze wadden werden opgehoogd en bleven eindelijk als de kleine uitwateringen der Aa, IJzer, Enna, enz. achter. Hierbij werd de kust gladgeschaafd tot die, welke wij thans kennen. De oude vormen van de „koppen" en „staarten" (zie § 34) der vroegere riviermonden bleven echter bestaan en dienden als uitgangspunt voor de studie der onderhavige kust. (Zie voorts §§ 34—36).

In Engeland worden ook doode kliffen gevonden b.v. bij Rye, Southampton en Portsmouth, welke volgens BRIQUET eveneens op zeestanden duiden van 5, 15 en 35 m boven de tegenwoordige.

HOOFDSTUK VI.

DE ZANDSTROOM LANGS ONZE KUSTEN.

§ 28. WISSELSTROOMVORMEN IN ZAND.

In § 21 werd de opmerking gemaakt, dat de Varne, hoewel in details veranderend, zich toch niet, of uiterst weinig, in algemeenen vorm en ligging scheen te wijzigen. Volgens de opnamen der Fransche, Engelsche, Belgische en Nederlandsche hydrografen is deze opmerking vrijwel voor alle banken geldig, dus niet alleen voor die van de Hoofden, maar ook voor die van de Vlaamsch-Zeeuwsche kust.

Deze vaste, of nagenoeg vaste, ligging als juist aannemend, kan naar de oorzaak hiervan worden gezocht. Dezerzijds wordt niet waarschijnlijk geacht, dat rotskernen de oorzaak zijn. Daarvoor zou men deze, voornamelijk in het zuidwest-einde, aan de oppervlakte moeten vinden.

De banken in of nabij de Hoofden zijn zeer geschikt voor een bestudeering der vraag, waaraan de vaste ligging te wijten is. Vooral de Varne is een goed voorbeeld van een blijkbaar vrije, langgestrekte zandmassa, liggend op een nagenoeg horizontalen grindbodem. De beide uiteinden vertoonen groote duinvormige heuvels, die kleiner worden naarmate men zich verder van de bank verwijdert. Een verschil tusschen het zuid- en het noordeinde kon niet worden opgemerkt. De top van de eigenlijke bank bestaat uit niet zeer regelmatige zandgolven, waarvan de ruggen ongeveer noord-zuid zijn gericht. De Ridge vertoont hetzelfde beeld, althans aan het noordeinde; het zuideinde is niet onderzocht. De Varne en de Ridge zijn schematisch aangegeven in fig. 67. De lengteassen ervan liggen vrijwel in de richting der stroomen en de westzijden zijn steiler dan de oostzijden. De hoogste gedeelten van een dwarsprofiel komen gewoonlijk bij de steilste flanken voor.

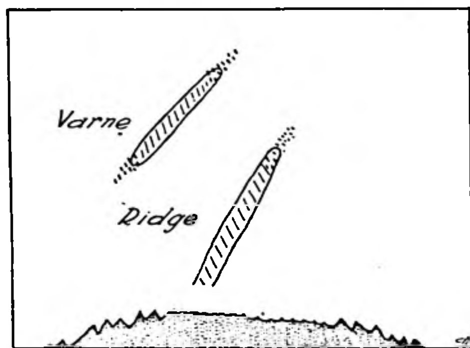


Fig. 67. Schema van langsprofiel en horizontalen vorm van Varne en Ridge.

Dwarsprofielen van de Varne worden gevonden in fig. 41. Een lengteprofiel genomen over de noorderpunt ziet er uit als de echoregistreering van fig. 68 aangeeft. De bovenkant der zwarte lijn stelt den bodem voor. De registreering geschiedt ruim 6 malen per seconde, doordat een uiterst zwak electrisch wisselstroompje wordt geleid door een pen, die met groote snelheid dwars over met joodkali gedrenkt vochtig papier wordt bewogen.

Het echo-beginsel is als volgt: Op het oogenblik dat de pen door de nullijn gaat, wordt een supergeluid uitgezonden, dat tegen den bodem wordt teruggekaatst en $\frac{2\,d}{1450}$ sec later wordt ontvangen. Hierin is d de diepte en 1450 de voortplantingssnelheid van geluid in water (ongeveer). Het supergeluid wordt verkregen door een sterk gedempt electrisch wisselstroompje van ongeveer 10 perioden van $\frac{1}{16000}$ sec. rond een magneet te leiden, welke laatste daardoor in trilling geraakt volgens het

hoogteschaal 1 : 416,7
lengteschaal 1 : 10000

A 425 m B
afstand A-B
hieronder teruggebracht
tot natuurlijke afmetingen

schaal 1:16667

Fig. 68. Echoregistratie voor de lengte-as van het noordeinde der Varnebank.

beginsel der magnetostrictie. Omgekeerd wordt op dezelfde wijze de ontvangst der echo weder tot een electrisch wisselstroompje omgevormd. Dit omvormen van een electrische trilling in een geluidstrilling en omgekeerd kost practisch geen tijd, terwijl ook de

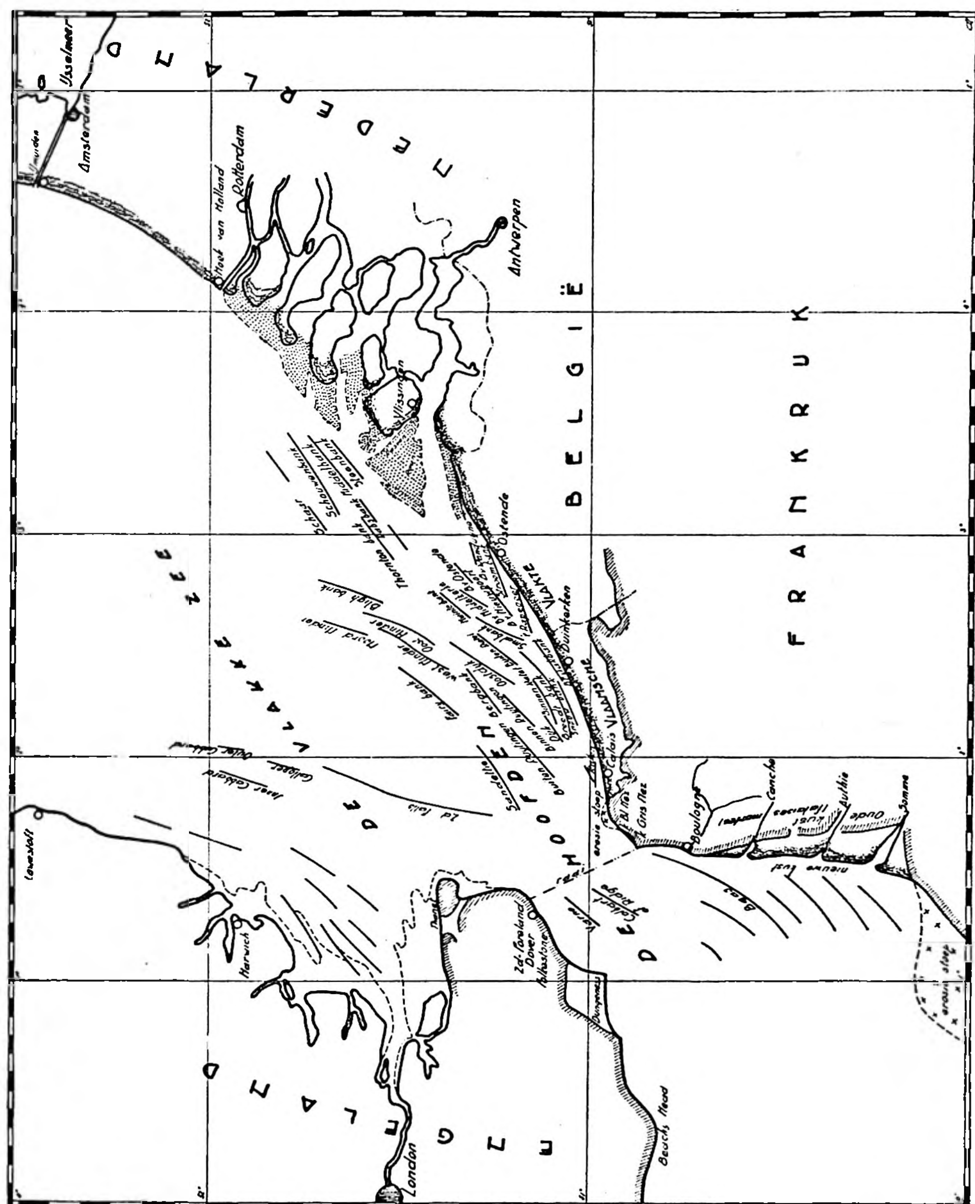


Fig. 69. Ligging der streksche zandbanken in de Vlakke Zee en in het Kanaal.

overbrenging der electrische trilling op het papier geen tijd vordert en dus slechts de echotijd wordt gemeten.

Fig. 69 geeft een algemeen beeld der ligging van de gestrekte banken in de Zuidelijke Noordzee en in den mond van het Kanaal.

De bovengeschetste vormen zijn karakteristiek voor alle banken, die onmiddellijk op een grindbodem rusten. Fig. 70 geeft bijvoorbeeld de registratie van een dwarslooding over het Zuideinde van de Falls (hooge heuvels, max. 20 m, rustend op een horizontale harde laag), terwijl fig. 71 een dwarsprofiel geeft van een der overige langgestrekte banken. De horizontale afstanden moeten op deze profielen natuurlijk sterk vergroot worden gedacht. De ware verhoudingen vindt men beneden op de figuren.

De lange, gerekte vormen der banken houden zonder twijfel verband met de stroomen. Indien een heuvel buiten een der flanken zou uitsteken, zou deze binnen korten tijd moeten worden afgeschaafd. Aldus kunnen de *stroomlijnvormen* der banken worden verklaard.

Er bestaat een zekere overeenkomst tusschen een zandwoestijn en een zeebodem, welke uit zand bestaat dat door de heerschende stroomen kan worden opgewerveld. Zoo goed als men de Sahara wel als een „zandzee" hoort betitelen, kan men ook spreken van een „onderzeesche woestijn" voor het gebied tusschen Engeland en Nederland bezuiden de lijn den Helder—Wash. Eenig verschil wordt veroorzaakt doordat de zeestroomen veelal aanzienlijk regelmatiger zijn dan de winden. Slechts in enkele gevallen zal men bij passaten of moessons de regelmatigheid ontmoeten, welke dagelijks in zee wordt bereikt. De zeestroomformaties zullen dan ook in het algemeen regelmatiger zijn dan de windformaties.

Wanneer in een woestijn weinig zand beschikbaar is, met andere woorden, wanneer de harde ondergrond blootgewaaid kan worden, kunnen er fraai gevormde sikkelduinen (barchanen, fig. 72) ontstaan, die soms langzaam over de steenvlakte trekken. Al het beschikbare zand wordt in deze barchanen geborgen, of anders uitgedrukt: de gaten waar de harde ondergrond door den wind wordt blootgelegd, hebben de neiging zoo groot mogelijk te worden.

Dat dit ophoopingsverschijnsel plaats vindt is niet zoo verwonderlijk, indien men bedenkt, dat de luwten achter de barchanen de eenige plaatsen zijn waar het zand tot rust kan komen. Wordt ergens een zanddeeltje van de vlakte opgenomen door den wind, dan zal dit worden voortgestuwd, totdat een barchaan wordt ontmoet waar achter het kan neervallen. Ook zullen de zandkorrels, die van den blootgestelden rug der barchaan worden losgewaaid, aan den luwen kant weer tot rust komen. Vandaar het voortwandelen en den eigenaardigen vorm van het sikkelduin.

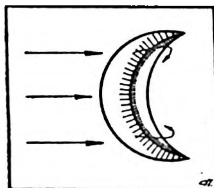


Fig. 72. Schema van een barchaan (gelijkstroomformatie bij weinig beschikbaar zand).

In een waterbouwkundig laboratorium kan men deze sikkelduinen uitstekend met stroomend water verkrijgen, mits men *niet te veel zand* strooit *op een harden bodem.*

Barchanen zijn typische gelijkstroomformaties. Denkt men thans wisselstroomen (eb en vloed, moessonwinden), van tegenovergestelde richting, dan moet een willekeurige zandhoop een sigaarvorm verkrijgen met de lange as in de stroomrichting. Tijdens eb wordt bijvoorbeeld zand naar links verplaatst en valt daarbij in de luwte achter de zuiderpunt, tijdens vloed geschiedt de zandbeweging in omgekeerde richting en er valt weer zand aan de noorderpunt, terwijl de zandmassa door elken stroom, die er langs trekt, zijdelings wordt afgeplat. Indien een der twee stroomen, bijvoorbeeld de vloed in voldoende mate overheerscht, zou men kunnen veronderstellen, dat de

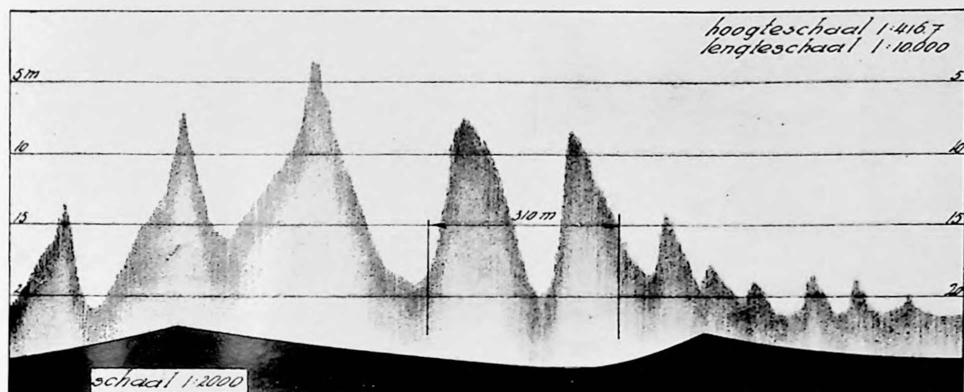


Fig. 70. Dwarsprofiel over de zuidpunt van de Falls.



Fig. 71. Dwarsprofiel van de Varne.



Fig. 73. Lybisch duin volgens KADAR.

sigaarvormige bank in de vloedrichting zal worden verplaatst. Evenwel zijn zulke streksche zandophoopingen als het ware een natuurlijk middel om de zandverplaatsing tot een minimum te beperken daar het blootgesteld oppervlak zeer gering is ten opzichte van de massale inhoud.

Dergelijke sigaarvormige zandduinen worden o.a. in Lybië aangetroffen, mogelijk als gevolg van de daar heerschende windrichtingen die voor 63 % uit het Zuiden en voor 14 % uit het Noorden waaien. KADAR (**96**, 1934) beschrijft deze en geeft daarvan foto's en teekeningen, waaruit blijkt, dat de Lybische duinen nagenoeg volkomen gelijken op de onderzeesche formaties, welke wij in de nabijheid der Hoofden aantroffen (zie fig. 73).

KADAR's beschrijving dezer „Lybische duinen" of „seifduinen" is als volgt: „In plattegrond zijn zij ovaal van vorm; hoe langer de duinen, des te meer zijn zij afgeplat. Het dwarsprofiel heeft gewoonlijk den vorm eener gelijkbeenige driehoek, terwijl de langsdoorsnede op een langgestrekte boog gelijkt, tamelijk steil aan de windzijde en zachter glooiend aan de lijzijde. Zulke regelmatige vormen zijn echter zeldzaam. Kleine barchanen (bedoeld zullen zijn zandheuvels of zandgolven) worden dikwijls op den rug aangetroffen en doen het silhouet daarvan gelijken op golven. De lengte dezer lybische duinen kan zich uitstrekken van eenige honderden meters tot vele kilometers. De langste, die ik vond, mat 140 km; hun hoogte wisselt met de lengte, maar is gewoonlijk 30 à 40 meter. Meestal staan de Lybische duinen los op de steenvlakte, waarbij de kanten door de gele kleur van het zand scherp afsteken tegen de bruine steenen. Tusschen de duinen is de bodem over vele kilometers naakt".

Bovenstaande beschrijving past vrijwel geheel voor banken als de Varne, Ridge, Baas, Falls enz. De laatste is ongeveer 1 km breed, 60 km lang en 30 à 40 m hoog. De voornaamste eigenaardigheid van deze *wisselstroomformatie bij weinig beschikbaar zand* is, dat de lengteassen liggen *in de stroomrichting (longitudinale vorm)*.

ENQUIST, (**61**, 1932) zegt, dat de sigaarvormige zandruggen, welke in de lengterichting van den heerschenden wind liggen, ook ontstaan kunnen bij wind uit één enkele richting. Alsdan zou deze vorm evenals de barchaan een „gelijkstroomformatie" kunnen zijn. Het komt mij niet waarschijnlijk voor, dat een zelfde oorzaak onder gelijke omstandigheden nu eens barchanen, dan weer streksche duinen zou vormen. De streksche duinen van Enquist zijn mogelijk erosieresten van een uitgewaaide zandmassa. Evenals barchanen bij wisselstroomen onbestaanbaar zijn, zijn waarschijnlijk lybische duinen onbestaanbaar bij voldoend krachtigen stroom uit één richting.

In een laboratorium is dit natuurlijk gemakkelijk uit te maken.

Indien wel *veel zand* aanwezig is — dus de harde onderlaag geen kans heeft blootgelegd te worden — ontstaan vaak regelmatige zandgolven of ribbels, welker ruggen *loodrecht op de stroomrichting* staan *(transversale vorm)*.

Bij stroom van één richting ontstaan de bekende asymmetrische vormen (zie fig. 74), waarbij de steile zijde de helling van het natuurlijk talud heeft en aan de lijzijde is gelegen. Bij wisselstroom (eb en vloed) ontstaan andere vormen. Indien de stroominvloeden op den bodem in evenwicht verkeeren ontstaat de trochoïdale of symmetrische golfvorm; indien een der stroomrichtingen overheerscht de asymmetrische of voortbewegende golfvorm, en indien de eene stroomrichting in sterke mate overheerscht en de golf op het punt staat te „breken" ontstaat de zoogenaamde kattenrugvorm.

Dikwijls bereiken elk dezer vier vormen een hoogte van ongeveer 20 % van de diepte. Zoo heeft men o. a. in den benedenmond van de Lek bodemgolven van ± 1 m

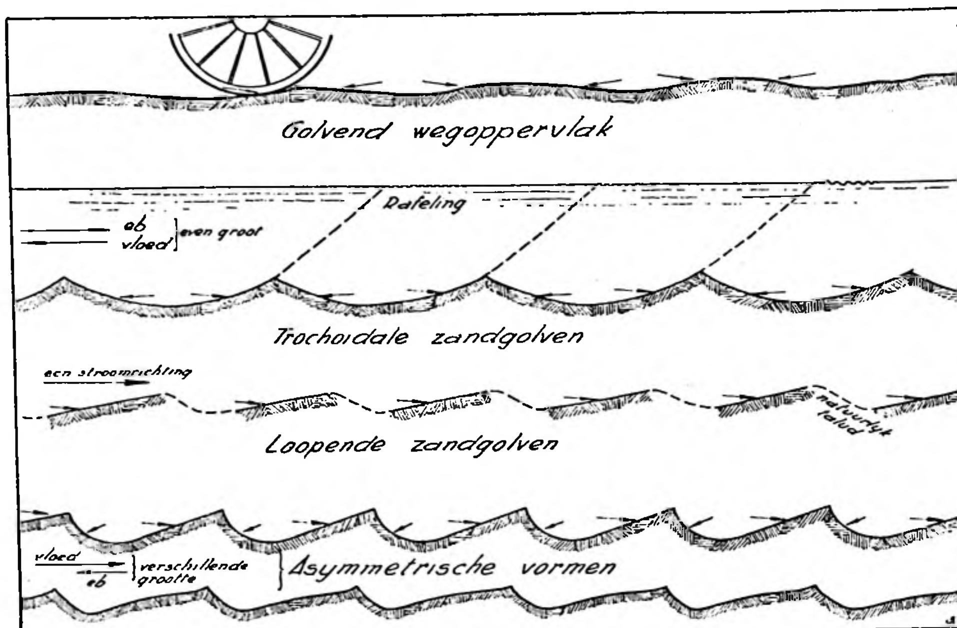


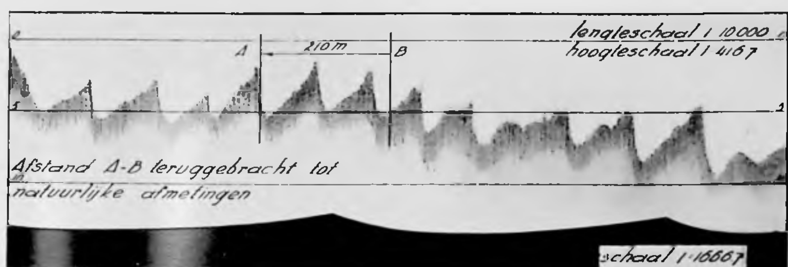
Fig. 74. Golfvormen (voldoende zand).

hoogte, en in de Zuidelijke Noordzee golven van gemiddeld 5 à 10 meter, gemeten tusschen dal en top (zie fig. 75). Dikwijls zijn deze golfvormen over afstanden van vele tientallen kilometers zeer regelmatig. De heuvels aan het einde der zandbanken bereiken soms hoogten van 20 meter. Dit is aan de zuidpunt van de Falls het geval (zie fig. 70).

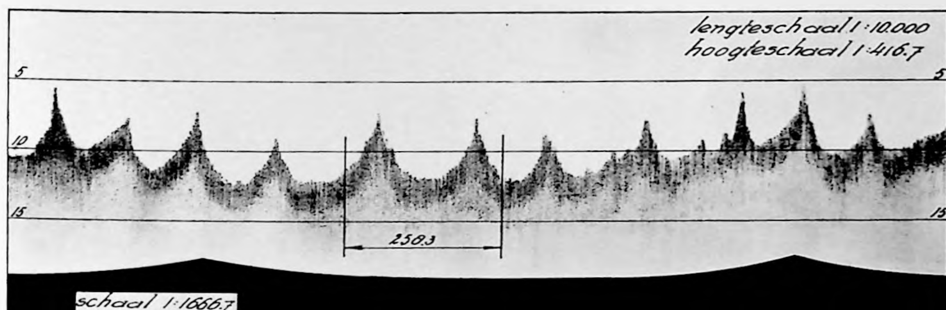
De rafelingen, die erdoor bij aanwezigheid van stroomen ontstaan, zijn bij windstil weer zeer duidelijk te zien. Sommige staan op de hydrografische kaarten aangegeven als „strong ripple". De juiste vormen der groote bodemgolven waren tot nog toe niet bekend; doch de visschers noemden hen „hompels", „ribben" of „bollen" en ook „ongelijkens".

Het ontstaan van ribbels hangt natuurlijk af van de korrelgrootte en de samenstelling van het zand en van de stroomsnelheden. Ribbelvorming moet opgevat worden als een soort resonnantie-verschijnsel, te vergelijken met een schommel waartegen telkens op het juiste moment geduwd wordt. „Ofschoon golven tot de dagelijksche natuurverschijnselen behooren, zoo zijn onze veelvuldige theoriën nog onvoldoende gefundeerd met waarnemingen en onderzoekingen", zegt de bekende Duitsche getijwiskundige H. Thorade (1920. Annalen der Hydrographie). Toch wordt veel moeite gedaan in deze kwestie verder door te dringen. Men zie bijvoorbeeld de werken van Vaughan Cornish. (32, 1932). Het golven van een vloeistof is principieel anders dan het golven van een zandbodem.

Henning Kaufmann (97, 1928) schrijft terecht: „Ieder, die met een onderzoek der golfphenomenen begint zal spoedig ontdekken, dat hij in een vreemde wereld is terechtgekomen; oorzaak en gevolg maken een wilden rondedans, de phenomenen glippen uit zijn handen wanneer hij hen tracht te grijpen. Zelfs de lichten der weten-



Loopende zandgolven op de Baas; noordzijden steil.



Trochoïdale zandgolven bij Goeree.



Registratie van den rotsbodem in de raai Gris Nez-Zuid Voorland.

Fig. 75. Voorbeelden van bodemregistreering.

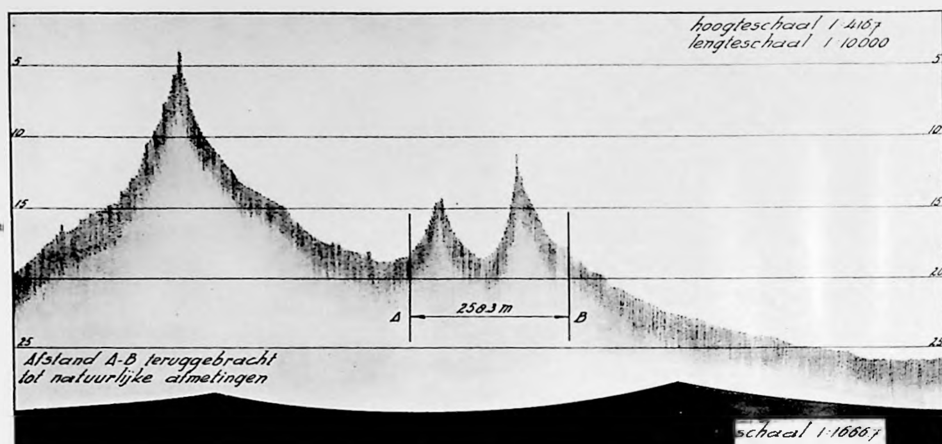


Fig. 77. Dwarsprofiel van den Oosthinder.

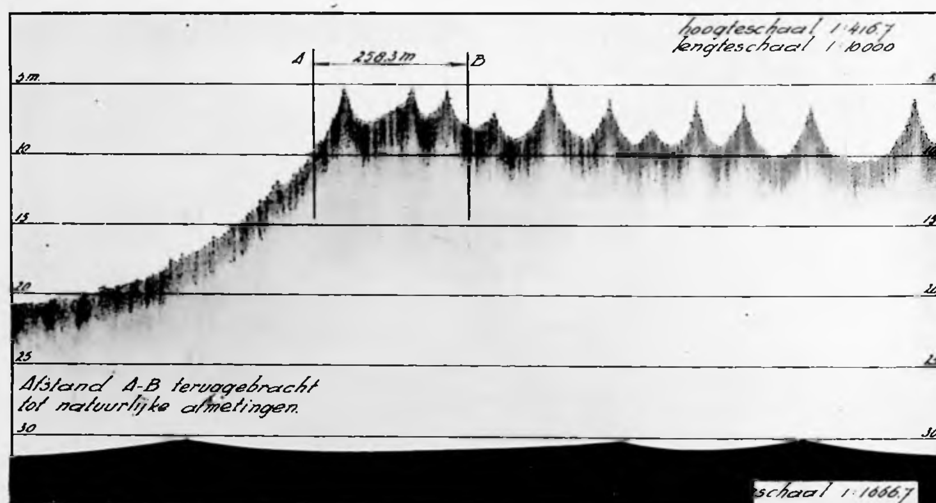


Fig. 78. Dwarsprofiel van de Rabsbank.

schap, die overigens zulke betrouwbare bakens zijn, flikkeren hier op een vreemde, onverwachte wijze. Indien wij op de een of andere wijze durven hopen met een koel hoofd uit dit betooverd kasteel terug te komen, is de eenige weg voorzichtig voort te gaan en zich nauw aan te sluiten aan hetgeen de waarnemingen leeren".

Hierop zal niet verder worden ingegaan. Slechts moge er op worden gewezen, dat het van belang kan zijn verdere aandacht aan deze ribbels te wijden met het oog op de scheepvaart. De verraderlijke en vaak van plaats wisselende ondiepten zijn soms hinderlijk en indien men kon bewerken, dat de ribbelvorming werd tegengegaan — Kaufmann beweert, dat men in Chili zeer groote barchanen doet verdwijnen, alleen door het bestrooien met eenige kruiwagens vol grind — men daarmede somwijlen aanzienlijk grootere vaardiepten zou bereiken.

De zandgolven kunnen worden vergeleken met een golvend wegdek (zie fig. 74). De wielen vallen van een golftop in een golfdal en veroorzaken daardoor een verhooging van den volgenden golftop. De weerstand, dien een wagen door een dergelijk golvend wegdek ondervindt, is zeer groot en op dezelfde wijze moet ook de weerstand, welke het water van een dergelijken bodem ondervindt, abnormaal zijn. Dit moet tot uitdrukking komen in den vorm der stroomverticalen en in de grootte van de constanten in de formules voor de stroomen.

Eens begonnen, bestaat bij een golvend oppervlak de neiging tot zelfversterking.

§ 29. HET SYSTEEM DER VLAAMSCHE BANKEN.

In de buurt van de Hoofden schijnt alle beschikbare zand in zandbanken te zijn opgehoopt. Verder naar het Noorden wordt het zand meer overvloedig, terwijl een scherpe grens daarbij niet te trekken is.

Dienovereenkomstig hebben de zuidelijke gedeelten der Vlaamsche banken nog wel den eigenaardigen smallen vorm, doch de noordelijke niet meer in die mate. Wel zijn zij nog langgestrekt en liggen de lange assen ook in de hoofdrichting der stroomen, doch in het algemeen zijn zij breeder. Dikwijls is de eene flank sterk aangesneden door de stroomen en daardoor zeer steil. De hoogste punten liggen dan weder onmiddellijk bij dezen steilen kant (zie fig. 76 en 78).



Fig. 76. Profiel van de Vlaamsche banken, welke niet dicht bij de kust liggen.

Tusschen de Vlaamsche banken vindt men geulen met gladde zandbodems, waarin het gehalte aan kleine steenen in het algemeen noordwaarts en ook oostwaarts afneemt. Op de banken bij de kust worden ook geen of weinig belangrijke zandgolven aangetroffen; op die verder in zee wel. Evenwel worden ook bij deze laatste op enkele hooge en breede toppen (zoogenaamde polders, pollen, pollaers) geen zandgolven gevonden. Waarschijnlijk vernielt daar de branding de bodemgolfformatie, zoo die daar wil ontstaan.

Een abnormaal dwarsprofiel is dat van den Oosthinder (fig. 77).

Men moet zich het zandstransport over het gebied der Vlaamsche banken niet voorstellen als een over de geheele breedte bestaande eenvoudige — langzame of snelle — verplaatsing van zuidwest naar noordoost. Daarvoor is dit gebied veel te oneffen. Sommige der geulen zijn te beschouwen als vloedgeulen waar een zandtransport in noordoostelijke richting overheerscht — andere zijn daarentegen ebgeulen met een overheerschend transport naar het zuidwesten of het zuiden.

Het is hier de plaats dieper in te gaan op de beteekenis van den *paraboolvorm*, waarop in § 6 terloops bij de bespreking van de banken vóór de haven van Calais werd gedoeld. Deze laatsten vormen een goed voorbeeld, omdat het weinig gecompliceerd is (fig. 79).

Wind bezit de eigenschap in los zand erosievormen te scheppen waarbij windkuilen meer en meer worden uitgehold, zoodat uiteindelijk paraboolvormige ruggen ontstaan, wier top ligt in de richting waarin de heerschende wind waait. In elk duinlandschap vindt men dan ook de zoogenaamde parabooldduinen, waarvan de toppen in onze streken naar het Noordoosten of Oosten wijzen. Stroomen hebben dergelijken invloed op het losse zand van een zeebodem.

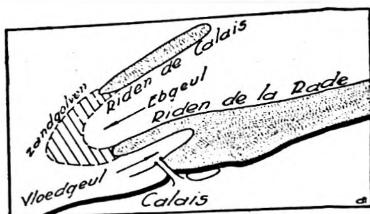


Fig. 79. Eb- en vloedparabolen bij Calais.

Bij wisselstroomen bepaalt de krachtigste der twee den vorm der parabool, omdat de resulteerende zandstroom hierdoor wordt bepaald. De overheerschende stroom in de ebgeul bij Calais dwingt het zand naar het zuidwesten te gaan. De vloed kan minder gemakkelijk in deze ebgeul vallen, omdat de drempel, welke hier den vorm van groote zandgolven heeft aangenomen, dit belet. Daarentegen dringt de vloed sterk onder de kust naar het Noordoosten, terwijl de ebstroom weder moeilijk in de aldaar gevormde vloedschaar kan vallen. De bank „Riden de la Rade" is als een halve parabool te beschouwen en loopt daardoor scheef op de kust. Dit vindt men ook voor de meer oostwaarts gelegen banken: het Rapegeer, de Stroombank en de Bank van Wenduyne. Deze scheeve aanloop der banken is een typisch teeken van een zandtransport onder de kust in noordoostelijke richting.

Fig. 80 geeft een inzicht in het systeem der Vlaamsche banken. *De ebgeulen (geharceerd) worden hoofdzakelijk in het Noorden aangetroffen, de vloedscharen (zwart) onder de kust.* Het hoogste deel der Vlaamsche banken bevindt zich nabij de grenslijn tusschen beide. Er is hierover één vaargelegenheid voor betrekkelijk kleine schepen, namelijk de „Pas van Zuidcoote", welke tamelijk wel op dezelfde plaats blijft.

De bankencombinatie Falls-Sandettie is waarschijnlijk ook als een ebparabool te beschouwen. De Hinder banken vormen een aparte groep, welke, voor zoover kon worden nagegaan, door geen drempels onderling zijn verbonden. De Riden de Calais heeft neiging zich te verbinden met het onderzeesch plateau bij Blanc Nez (Quenocs), hetgeen voor de haven van Calais natuurlijk hinderlijk is.

De eb- en vloedscharen willen steeds langs elkaar heen schieten. Dit is te verklaren, doordat de zandstroom in een vloedgeul een wal opwerpt tegen het ebwater en omgekeerd. Bij gebrek aan zand kan de drempel doorbreken en kunnen de eb- en vloedstroomen dezelfde banen volgen.

Somtijds heeft een geul twee drempels. Deze geulen zijn dan dus aan weerszijden min of meer afgesloten en hebben derhalve weinig beteekenis meer. Gewoonlijk zijn het resten van vroegere eb- of vloedscharen, die ten ondergang neigen. Zij komen hoofdzakelijk in de gebieden met veel zand voor, d.w.z. onder de kust, en kunnen worden beschouwd als kuilen.

De bovenstaande opmerking, dat men aan den vorm der geulen kan zien, in welke richting de zandstroom trekt is niet zoozeer op vele exacte metingen van de plaatselijke zandbeweging gebaseerd dan wel op metingen in eb- en vloedgeulen elders. Eenige metingen in de Vlaamsche banken hebben ons vermoeden echter reeds bevestigd.

Waarschijnlijk is dus, dat een druk uit het Noorden het zand naar de Vlaamsche kust stuwt of heeft gestuwd en dat er onder de kust ter breedte van eenige kilometers een zandstroom naar het Noordoosten trekt. Intusschen moet van deze stuwing en

Wind bezit de eigenschap in los zand erosievormen te scheppen waarbij windkuilen meer en meer worden uitgehold, zoodat uiteindelijk paraboolvormige ruggen ontstaan, wier top ligt in de richting waarin de heerschende wind waait. In elk duinlandschap vindt men dan ook de zoogenaamde paraboolduinen, waarvan de toppen in onze streken naar het Noordoosten of Oosten wijzen. Stroomen hebben dergelijken invloed op het losse zand van een zeebodem.

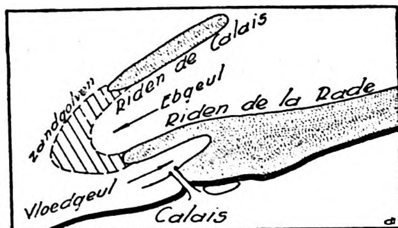


Fig. 79. Eb- en vloedparabolen bij Calais.

Bij wisselstroomen bepaalt de krachtigste der twee den vorm der parabool, omdat de resulteerende zandstroom hierdoor wordt bepaald. De overheerschende stroom in de ebgeul bij Calais dwingt het zand naar het zuidwesten te gaan. De vloed kan minder gemakkelijk in deze ebgeul vallen, omdat de drempel, welke hier den vorm van groote zandgolven heeft aangenomen, dit belet. Daarentegen dringt de vloed sterk onder de kust naar het Noordoosten, terwijl de ebstroom weder moeilijk in de aldaar gevormde vloedschaar kan vallen. De bank „Riden de la Rade" is als een halve parabool te beschouwen en loopt daardoor scheef op de kust. Dit vindt men ook voor de meer oostwaarts gelegen banken: het Rapegeer, de Stroombank en de Bank van Wenduyne. Deze scheeve aanloop der banken is een typisch teeken van een zandtransport onder de kust in noordoostelijke richting.

Fig. 80 geeft een inzicht in het systeem der Vlaamsche banken. *De ebgeulen (geharceerd) worden hoofdzakelijk in het Noorden aangetroffen, de vloedscharen (zwart) onder de kust.* Het hoogste deel der Vlaamsche banken bevindt zich nabij de grenslijn tusschen beide. Er is hierover één vaargelegenheid voor betrekkelijk kleine schepen, namelijk de „Pas van Zuidcoote", welke tamelijk wel op dezelfde plaats blijft.

De bankencombinatie Falls-Sandettie is waarschijnlijk ook als een ebparabool te beschouwen. De Hinder banken vormen een aparte groep, welke, voor zoover kon worden nagegaan, door geen drempels onderling zijn verbonden. De Riden de Calais heeft neiging zich te verbinden met het onderzeesch plateau bij Blanc Nez (Quenocs), hetgeen voor de haven van Calais natuurlijk hinderlijk is.

De eb- en vloedscharen willen steeds langs elkaar heen schieten. Dit is te verklaren, doordat de zandstroom in een vloedgeul een wal opwerpt tegen het ebwater en omgekeerd. Bij gebrek aan zand kan de drempel doorbreken en kunnen de eb- en vloedstroomen dezelfde banen volgen.

Somtijds heeft een geul twee drempels. Deze geulen zijn dan dus aan weerszijden min of meer afgesloten en hebben derhalve weinig beteekenis meer. Gewoonlijk zijn het resten van vroegere eb- of vloedscharen, die ten ondergang neigen. Zij komen hoofdzakelijk in de gebieden met veel zand voor, d.w.z. onder de kust, en kunnen worden beschouwd als kuilen.

De bovenstaande opmerking, dat men aan den vorm der geulen kan zien, in welke richting de zandstroom trekt is niet zoozeer op vele exacte metingen van de plaatselijke zandbeweging gebaseerd dan wel op metingen in eb- en vloedgeulen elders. Eenige metingen in de Vlaamsche banken hebben ons vermoeden echter reeds bevestigd.

Waarschijnlijk is dus, dat een druk uit het Noorden het zand naar de Vlaamsche kust stuwt of heeft gestuwd en dat er onder de kust ter breedte van eenige kilometers een zandstroom naar het Noordoosten trekt. Intusschen moet van deze stuwing en

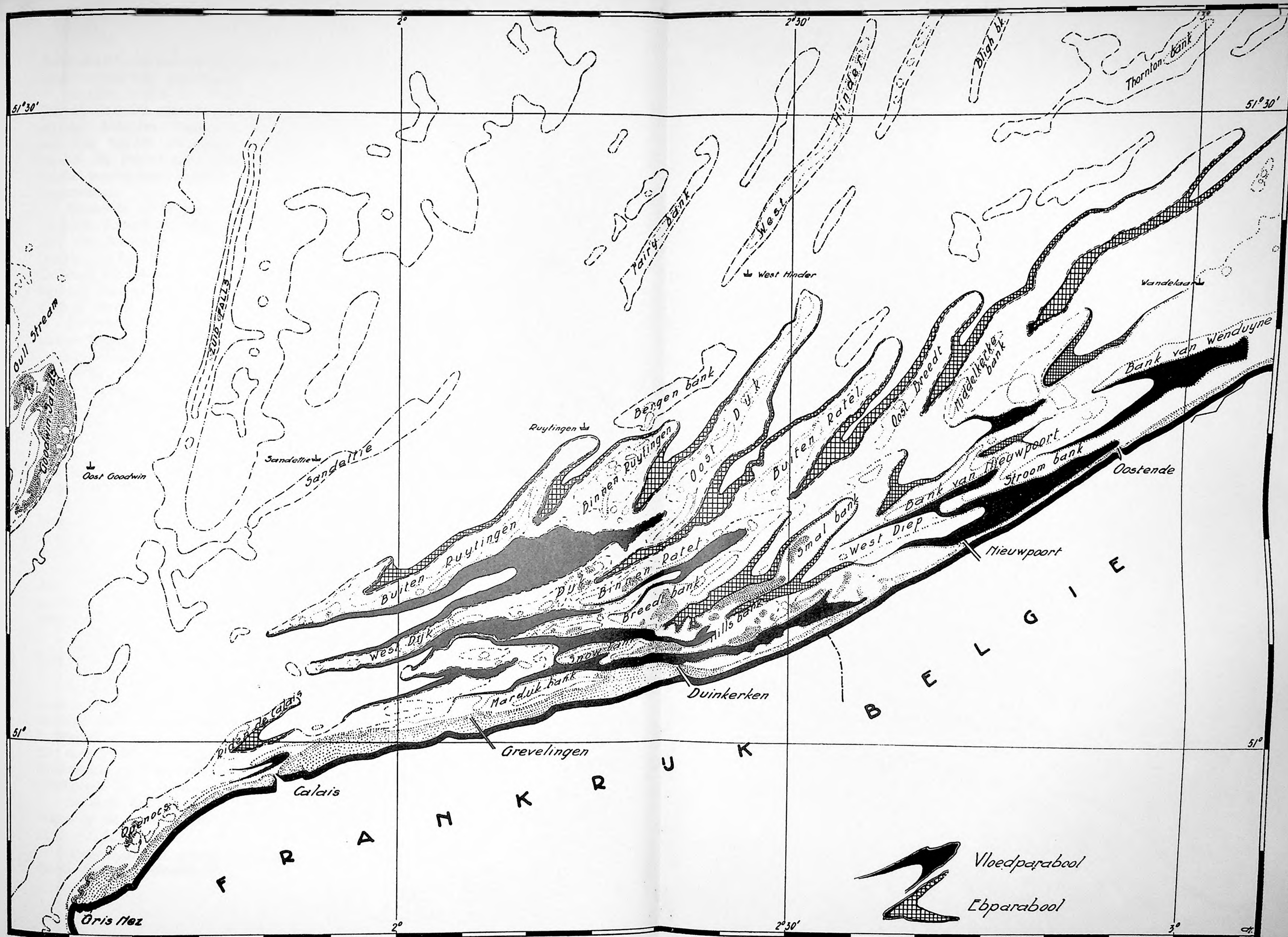


Fig. 80. Systeem der eb- en vloedscharen tusschen de Vlaamsche banken.

dezen zandstroom geen overdreven voorstelling gemaakt worden, daar de veranderingen in dit gebied zeer gering zijn.

Zonder twijfel is onder de kust meer zand aanwezig dan verder in zee (zie fig. 81). Dit zou een gevolg kunnen zijn van de hierboven vermoede stuwing uit het Noorden. Daar nog geen boringen in de banken beschikbaar zijn kan nog niet worden uitgemaakt of klei- of veenlagen aanwezig zijn[1]). Zoo wel, dan is dit gebied natuurlijk een oud, verdronken land, waarvan de oorspronkelijke terrestrische vormen (duinen, heuvels, dalen) omgevormd zijn door de zeestroomen.

Hetzelfde geval van een opeenhooping van zand of andere stoffen tegen de oostelijke Kanaalkust doet zich volgens de veronderstelling van BRIQUET voor ten zuiden van Boulogne (zie **16**, 1931 fig. 74). De oude zeebodem ligt ook daar op 20 à 40 m diepte.

De thans bestaande topographische vormen der Vlaamsche banken zijn uitgesproken marien en in deze *vormen* oude duinen of oude heuvels te willen zoeken, schijnt niet verantwoord. Het zand zelf kan in deze buurt wel langen tijd geweest zijn en behoeft niet geheel of gedeeltelijk van den Noordzeebodem of van den bodem van het Engelsch Kanaal te zijn aangevoerd.

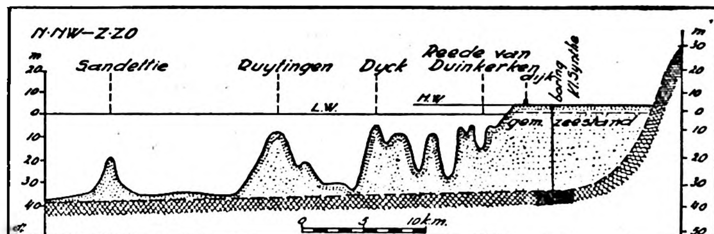


Fig. 81. Profiel loodrecht op de Vlaamsche kust (BRIQUET).

Kennelijk zijn de twee soorten banken, die wij in de Zuidelijke Noordzee hebben leeren kennen, te weten de sigaarvormige en de „parabool" banken duidelijke stroomformaties, welke onderling nauw verwant zijn, daar een „sigaarvorm" gemakkelijk uit een der parabooltakken kan ontstaan.

Niet aan te nemen is, dat de Zuidelijke Noordzee de eenige plaats zou zijn, waar deze stroomformaties worden gevonden. Sigaarvormige, evenwijdige banken vindt men dan ook volgens de hydrographische kaarten in Straat Malakka. Groote zandgolven werden reeds gesignaleerd in Durban, Zuid-Afrika.

§ 30. DE VERANDERING DER VLAAMSCHE BANKEN IN DE LAATSTE EEUWEN.

In de fig. 82 en 83 worden een tweetal fotocopieën van oude Nederlandsche kaarten gegeven, waaruit blijkt, dat vele der banken in de 16e en 17e eeuw reeds met dezelfde namen werden aangeduid als thans. Men vindt er bijvoorbeeld reeds de Ruitingen, de Dijk, de Ratel, enz. Andere oude namen komen daarentegen thans niet meer voor. Deze liggen vooral onder de kust bv. de Cams, de Noordercams, het Booneland, de Wittebank, de Oudemoersbank (Sandele), de Driestal, de Vuijlbaert (Wilbaert), Op 't Gladde en de Kute. De Smalbank heette vroeger Calsbank.

De oude kaarten mogen, hoewel voor dien tijd zeker bijzonder uitvoerig, niet bogen op de nauwkeurigheid waaraan wij thans gewend zijn. Van belang is de op-

[1]) In 1936 werd getracht hier eenige boringen te verrichten, doch de weersgesteldheid liet dit slechts onvoldoende toe.

merking van WARNSINCK, (199, 1930) dat men voor het bestudeeren der zeeslagen uit den tijd van Tromp en de Ruijter meer heeft aan de tegenwoordige hydrografische kaarten dan aan de oude.

Dit zou inhouden, dat de oude kaarten voor onze moderne opvattingen sterk misteekend zijn en dat de Vlaamsche banken sinds ± 1650 betrekkelijk weinig veranderden.

Behalve de oude kaarten zijn er nog de zeilaanwijzingen. Een voorbeeld hiervan is de volgende (WAGENAER 1585):

„Noordwest en NW ten N. van Duijnkerken zijn twee of drie quade bancken, liggende van 't landt d'een 2 en de ander 3 groote mijlen ende de middelste is ghenaemt de Polder van den Dijck, maar d'ander ghenaemt de Ruijtingh is seer quaet. Men moet daer voorsichtich wesen. Daer liggen noch twee bancken n.w. ten n. van Duijnkerken omtrent 2 mijlen van landt, ghenaemt de Drijstael ende de Quade banck, ende zijn niet dieper met leech water dan 2½ vadem."

Noemt men Drijstael = Breebanck en Quade Banck = Snouw, dan klopt de beschrijving vrijwel met den tegenwoordigen toestand, hoewel alles natuurlijk te vaag is aangeduid om eventueele verplaatsingen op definitieve wijze te kunnen vaststellen.

JAN AERTZ COLOM (1632) geeft een uitvoerige beschrijving van ditzelfde gebied als volgt:

„Vijf langhe bancken leggen langhs Vlaanderen: als Grevelingen zuijd-oost van u is, dan zijdij neffens het zuideijnde van deze bancken; ende als Nieuwpoort zuijdoost van u is, dan zijdij neffens het noordeijnde. Zij zijn zeer langh, tusschen elck gaet een wijt canael deur van 8, 9, 12, 15, 16, 18 en 20 vadem diep, elck van besonder diepte". „De buijtenste ofte westelijckste banck, ghenaemt *het Klif* (Sandettie) leijdt van Calis Klif n.n.o. omtrent 5½ mijlen en is 3½ vad. diep, tusschen deze ende d'ander gaet een wijt canael door van 23 vadem".

„De 2e ghenaemt de Ruijtingh, leijt van Calis klif n.o. ten n. omtrent 3 mijlen, ende is daar 5 ofte 6 vadem diep, dan op 't zuijdeijnde is een polder van 1½ vadem. Alst zuijdeijnde van Wijnoxbergen (Bergues) komt tusschen de twee plompe toorens oft tinsen bewesten Duijnkerken, soo is men neffens de Polder. Tusschen deze en de derde gaat mede een canael door van 12 en 13 vadem."

„De 3e ghenaemt den Dijck leijt uijt Calis klif n.o., is diep 4 en 5 vadem, op 't zuijd en noordeijnde van dezen banck zijn polders, de zuijdelijkste is diep 1 vadem, leijt mede op de mercken van Wijnocxberghen omtrent noord-west wel zoo westelijck van Duijnkerken en is ghenaemt de Polder van den Dijck ofte Dijckpolder, de ander polder ofte droochte van deze banck is omtrent 4 vadem en 1 elle. Deze bancken zijn seer sorghelijck want de Ruijtingh leijt bijkans in 't vaarwater ende met leegh water hebbense maar 2 vadem diepten."

„De 4e banck Retelbanck ghenaemt leijdt van Calis klif noordoost ten oosten is diep 3, 4, 5, 6 vadem. Op 't Zuijdeneijnde is een droochte van 1 vadem waters met leegh water. *Met springstroom vallen deze polders droogh*" enz.

Uit dit laatste zou men de gevolgtrekking kunnen maken, dat de „polders" in 300 jaren tijds mogelijk iets verlaagd zijn. Plaatsen die bij L. L. W. S. droogvallen vindt men niet meer in deze streken. Het is echter gevaarlijk zulke beweringen als absoluut vaststaande aan te nemen.

Een regel, die ook thans nog opgaat is: „Item bij de custe van Vlaanderen langs meught gij sonder letsel tusschen 't landt ende de bancken op 5, 6 vadem doorseijlen, maer ten is niet goet voor groote schepen." (WAGENAER 1585).

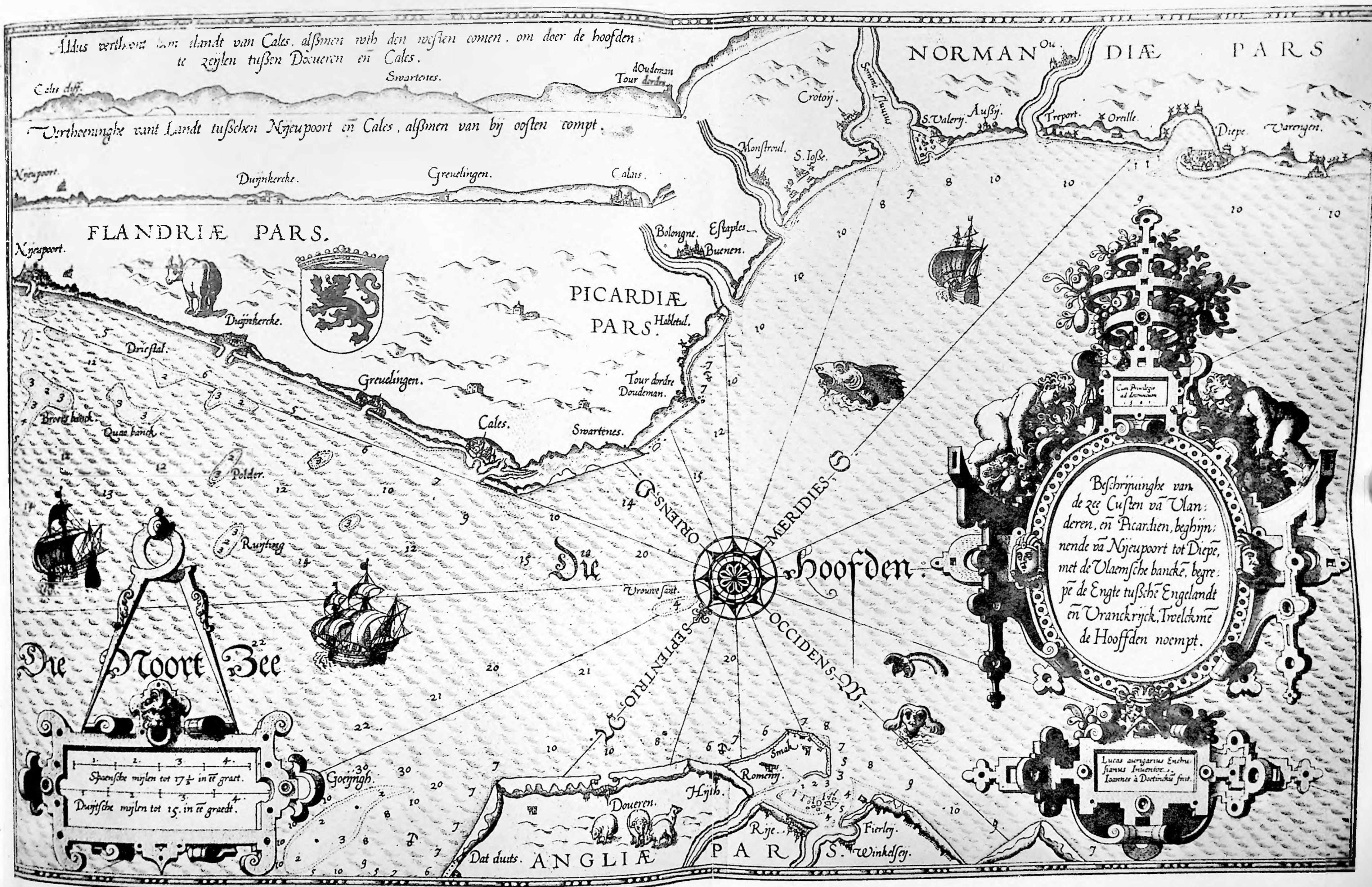
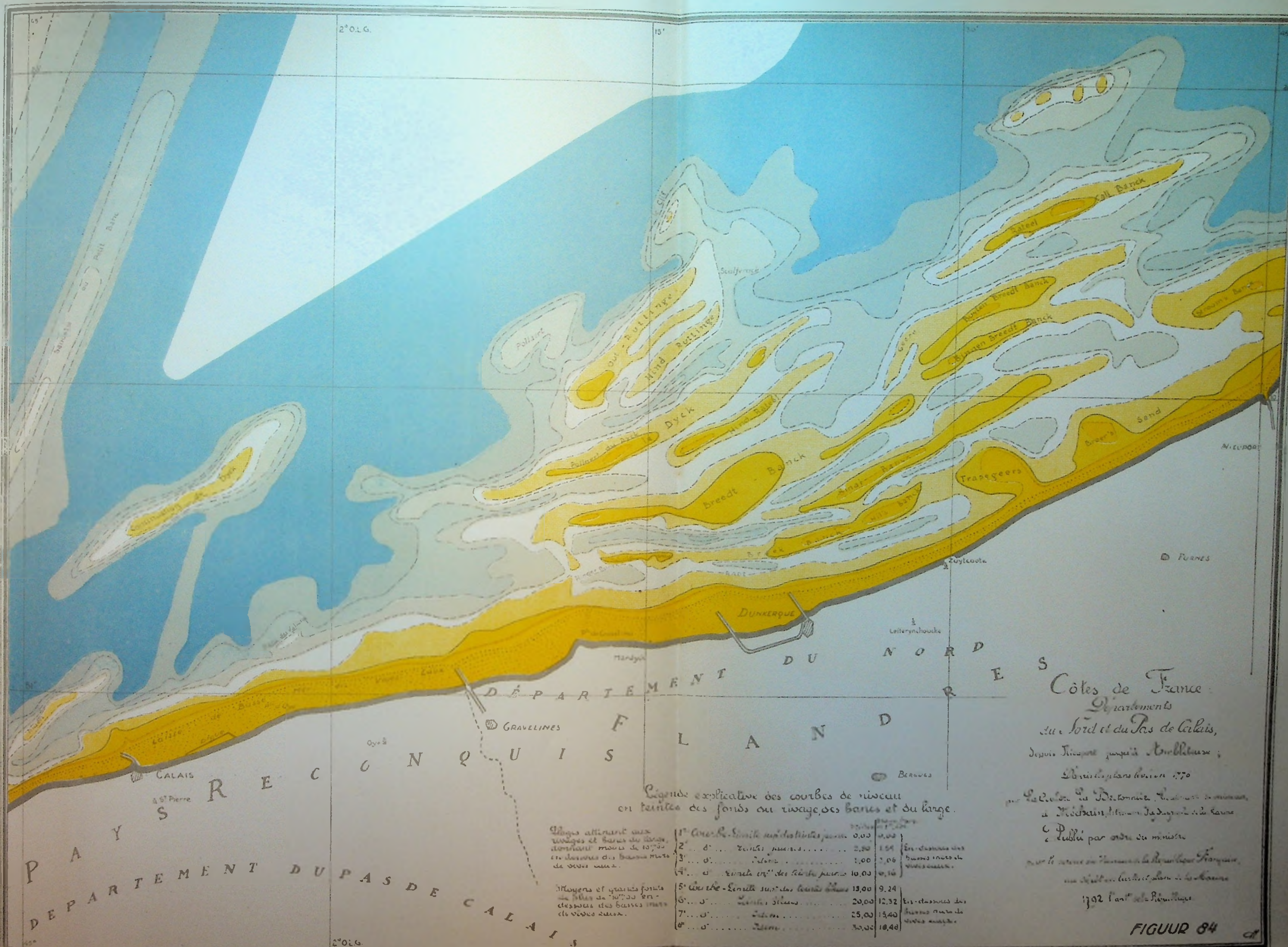


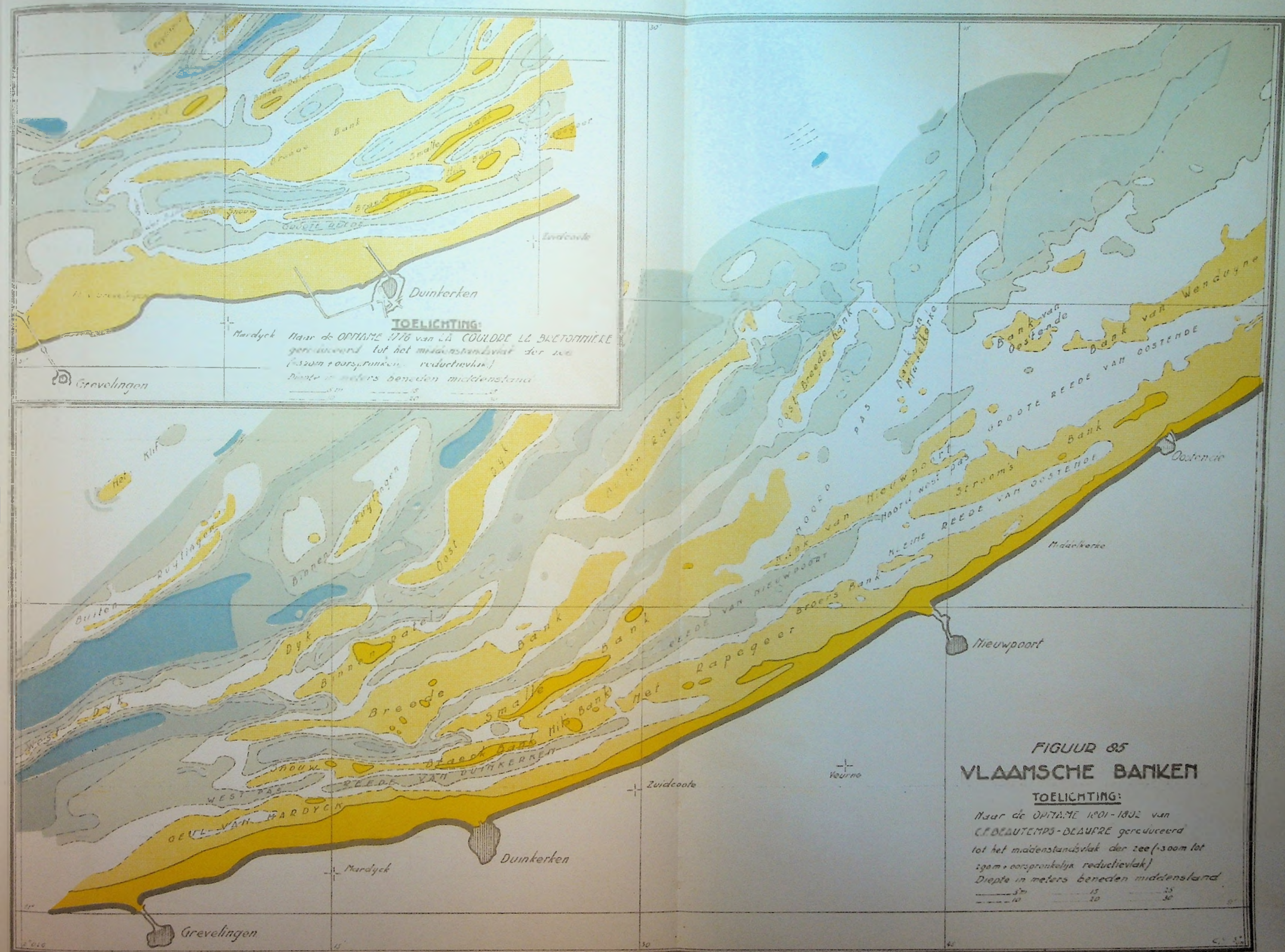
Fig. 82. Zeekaart van WAGENAER voor de Hoofden, 1582.

Pascaart van de
NOORD ZEE.
Van
TEXEL. tot de HOOFDEN
Nieulyćx uijtgegeven
t'Amsterdam.
Bij Pieter Goos

Fig. 83. Zeekaart van Goos voor de Vlaamsche banken, 1666.



Côtes de France
Départements
du Nord et du Pas de Calais,
Publié par ordre du ministre
1792 l'an 1er de la République
FIGUUR 84
Légende explicative des courbes de niveau
en teintes des fonds du rivage, des bancs et du large.
2° O.L.G.
Call Banck
Rateel
Buiten Breedt Banck
Binnen Breedt Banck
Oud Ruttinge
Hind Ruttinge
Dyck
Breedt Banck
Traepegeers
Sand
Snaw Banck
Pollsire
Scolframe
Dunkerque
Zuytcoote
Furnes
Nieuport
Leiterynchoucke
Gravelines
Calais
Bergues
Mardyck
DÉPARTEMENT DU NORD
DÉPARTEMENT DU PAS DE CALAIS
PAYS RECONQUIS
FLANDRES


Duinkerken
Mardyck
Zuidcoote
Grevelingen
TOELICHTING:
Naar de OPNAME 1776 van LA COULDRE LE BRETONNIERE
gereduceerd tot het middenstandsvlak der zee
Diepte in meters beneden middenstand
Duinkerken
Grevelingen
Mardyck
Zuidcoote
Veurne
Nieuwpoort
Oostende
Middelkerke
Bank van Wenduyne
Bank van Oostende
Groote Reede van Oostende
Kleine Reede van Oostende
Stroom's Bank
Noord West Pas
Bank van Nieuwpoort
Reede van Nieuwpoort
Kleine Reede
Broers Bank
Het Rapegeer
Oost Breede Bank
Smalle Bank
Breede Bank
Binnen Ratel
Reede van Duinkerken
Geul van Mardyck
West Pas
Snouw
Ruytingen
Oost Dyk
Dyk
FIGUUR 85
VLAAMSCHE BANKEN
TOELICHTING:
Naar de OPNAME 1801-1802 van
C.F. BEAUTEMPS-BEAUPRE gereduceerd
tot het middenstandsvlak der zee (-3.00m tot
2.90m + oorspronkelyk reductievlak)
Diepte in meters beneden middenstand
5m 15 25
10 20 30

Sandettie

Buiten Ruytingen

Binnen Ruytingen

Oost Dijk

Buiten Ratel

Binnen Ratel

Dijk

Breede Bank

Smalle Bank

Hills Bank

West Dijk

Droogte van Grevelingen

Snouw

Reede van Duinkerken

West Pas

Bank van Mardyck

Geul van Mardyck

Pr v. Grevelingen

Duinkerken

Mardyck

Grevelingen

Oye

Riden de Calais

Reede v. Calais

Ridens de la Rade

Calais

Banc à la ligne

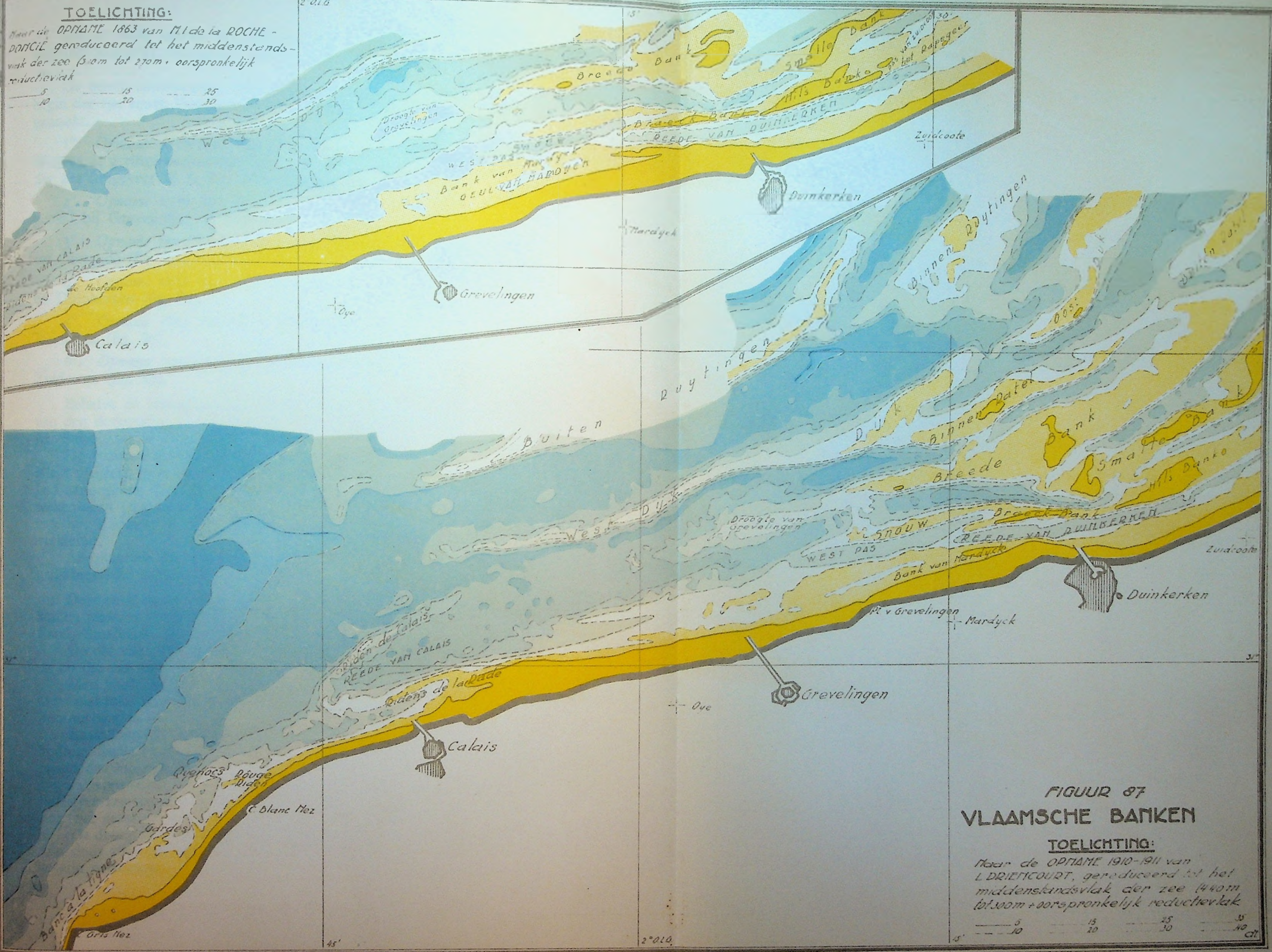
C. Gris Nez

FIGUUR 86

VLAAMSCHE BANKEN

TOELICHTING:

Naar de OPNAME 1836 van C.F. BEAUTEMPS BEAUPRE gereduceerd tot het middenstandsvlak der zee (3.20 m tot 3.65 m = oorspronkelijk reductievlak)



FIGUUR 87
VLAAMSCHE BANKEN

Uit de oude kaarten en zeilaanwijzingen mag men dus niet afleiden, dat de toestand belangrijk veranderde. Iets gedetailleerds valt er moeilijk uit te concludeeren.

De eerste nauwkeurige opnemingen stammen uit het laatst der 18e en uit het begin der 19e eeuw. Voor het gebied bewesten Nieuwpoort werd de volgende „film" gemaakt.

1°. *Opname* 1776/1792 van *La Couldre la Bretonnière* en *Méchain* (fig. 84). Wegens de geringe betrouwbaarheid is deze kaart *niet* gereduceerd tot het middelvlak der zee (ongeveer N. A. P.). Alle volgenden zijn dit wel.

2°. *Opname* 1776 van *La Couldre la Bretonnière* voor het betrekkelijk klein gebied bij Grevelingen en Duinkerken (fig. 85).

3°. *Opname* 1801/'02 van *Beautemps-Beaupré* voor het gebied van Grevelingen tot Oostende (fig. 85).

4°. *Opname* 1836 van *Beautemps-Beaupré* voor het gebied tusschen Gris Nez en Duinkerken (fig. 86).

5°. *Opname* 1863 van *De la Roche Poncié* voor het gebied tusschen Calais en Zuidcoote (fig. 87).

6°. *Opname* 1910/'11 van *Driencourt* voor het gebied tusschen Gris Nez en Zuidcoote (fig. 87).

Behalve de laatstgenoemde werden al deze kaarten aangetroffen in het rapport van den deskundige PLOCQ, dat ter inzage werd afgestaan door den Hoofdingenieur M. BROQUAIRE te Duinkerken.

De reductie tot het middenvlak der zee geschiedde met de uiterste zorg door alle peilcijfers (vele duizenden) te herleiden met de gegevens die PLOCQ daarvoor had aangegeven. Daarna werden de dieptelijnen getrokken en ten slotte werden de teekeningen (ongeveer ter grootte van 1½ × 1 m) door het fototechnisch bureau van het Kadaster te Amsterdam, dat uitstekend voor dergelijk werk is ingericht, verkleind.

Alle kaarten der film verkregen dus dezelfde schaal en tevens hetzelfde vergelijkingsvlak, behalve de eerstgenoemde.

Deze serie nader beschouwende vindt men het volgende: Op de kaart van 1776 komen plaatsen van geringere diepte dan 5 m (donkergeel) voor op de Dijk, Binnen Ratel, Smalbank, Braakbank, Hilsbank en Rapegeer.

Op die van 1836 op Binnen Ratel, Breebank, Smalbank, Braakbank en Hilsbank en op die van 1910 op dezelfde banken als die van 1836.

Men vindt dus wat dit betreft wel een wijziging (verdieping) van 1776 tot 1836, maar niet tusschen 1836 en 1910. De vraag is echter of de looding van 1776 voldoende betrouwbaar is.

BEAUTEMPS-BEAUPRÉ (zie **110**, 1875), die als de eigenlijke grondlegger der moderne hydrografische kaart is te beschouwen, gaf in 1835 als zijn oordeel te kennen: „qu'en raison des incertitudes de la correction due aux marées, on ne devait pas compter sur une approximation de plus de *deux pieds*" (± 0,60 m). Waarschijnlijk is dit voor de latere kaarten iets minder, terwijl thans met behulp der nieuwere instrumenten nog wel grootere nauwkeurigheid zal kunnen worden bereikt.

De droogten van 5 m en minder, waarvan hierboven gesproken werd (donkergeel), zijn sinds 1836 iets naar het oosten verschoven. Die van de Hilsbank schijnt grooter te zijn geworden.

De westelijke uitloopers van de Ruitingen en de Westdijk schijnen niet veranderd wat plaats of diepte betreft. De Riden de Calais was vroeger meer in westelijke richting uitgerekt dan heden. Deze uitrekking schijnt thans weder gevormd te worden.

De drempel tusschen de West Pas en de Reede van Duinkerken lag in 1836 op vrijwel dezelfde plaats als in 1910. Hetzelfde kan worden gezegd van de Snouwbank, de Braakbank en de Hilsbank.

De vloedgeul benoorden de Braakbank geraakte plaatselijk meer landwaarts (door bochtwerking?), zoodat de Smalbank een breeder westelijk einde kreeg. De ebgeul tusschen de Smal- en Breedbank veranderde weinig.

De bekende Pas van Zuidcoote (oud : Zoutcoote) kwam 2 km oostelijker te liggen sinds 1836. De reede van Nieuwpoort drong haar westpunt meer westelijker tusschen de Smal- en de Hilsbank.

Het noordelijk deel der Ruitingen kwam volgens de kaarten landwaarts, doch daar dit terrein ver uit de kust verwijderd ligt, kan de plaatsbepaling niet geheel vertrouwd worden.

Vergelijkt men de kaarten van 1801/'02 met die van 1910/'11, dan kan men daarbij vrijwel hetzelfde opmerken. Alleen staat de Binnen Ruitingen op de eerstgenoemde kaart blijkbaar iets foutief aangegeven, hetgeen weder op rekening van den grooten afstand uit de kust zal mogen worden gebracht.

De droogte van Grevelingen, welke op de kaart van 1910/'11 werd aangegeven, staat nog niet op die van 1801, doch was waarschijnlijk toen wel reeds aanwezig.

De reede van Duinkerken (vloedschaar) drong verder oostelijk. De kust zelf veranderde weinig. Men lette bijvoorbeeld op de onbeduidende „geul van Mardijk", die reeds in 1801 aanwezig was, zij het een weinig verder van het land verwijderd.

Terecht zegt DE MEY (127, 1885, blz. 72), die in 1885 een vrij grondige studie van het Belgisch-Vlaamsche bankengebied maakte dan ook: „L'influence du gain de flot sur les atterrissements de ces parages maritimes ne se fait sentir qu'avec une extrème lenteur". Ook de hydrograaf DE LA ROCHE PONCIÉ (1861) kwam tot dezelfde conclusie voor het Fransch-Vlaamsche gebied. Hierbij werd door DE MEY aangenomen, dat de „gain de flot" voor het geheele bankengebied aanwezig was, doch dit is waarschijnlijk niet juist.

In verband met de oude Hollandsche zeilaanwijzingen schijnt een vermagering der westelijke banken sinds ± 1600 wel mogelijk.

Kleinigheden veranderden zonder twijfel.

§ 31. HET SLIBGEBIED IN DEN SCHELDEMOND (BENOORDEN NIEUWPOORT).

Nabij Nieuwpoort, dus iets voorbij de Fransch-Belgische grens, verandert het karakter van den bodem, doordat hier veel slib wordt aangetroffen. In het Fransche deel der Vlaamsche banken en ook verder zeewaarts uit de kust van België, komt vrijwel geen slib aan de bodemoppervlakte voor. Deze schijnt daar uitgespoeld te zijn, zoo zij althans er ooit aanwezig was.

De slib der Scheldemonding geraakt bij stroomen en vooral ook bij stormen in het water en geeft daaraan een troebele, gele kleur. De opborrelende slibmassa's, slikkoeien genoemd, geven dit water vanuit de lucht gezien dikwijls een geappeld voorkomen. De slibhoeveelheden, welke hier gewoonlijk in het water zweven, zijn zeer aanzienlijk (gemiddeld ± 330 mgr/liter).

Het zeegat der Schelde wordt thans (1935—36) door de „Oceaan" onderzocht op de wijze, zoolas in § 3 werd medegedeeld. Het is daarbij de bedoeling de „film" voor dit gebied beoosten Nieuwpoort te maken zooals geschiedde voor het gebied

ten westen dezer plaats. Er werden reeds een groot aantal stroom- en materiaaltransportmetingen verricht, terwijl daarbij eenige honderdtallen bodemmonsters werden verzameld. Het onderzoek is echter nog niet geëindigd en er zal dus nog niet diep op worden ingegaan.

Uit de bodemmonsters valt af te leiden, dat specie, welke men oppervlakkig als „puur slib" zou betitelen, toch meestal nog groote hoeveelheden zand bevat. Indien bijvoorbeeld van een monster 80 % zand is en slechts 20 % slib, zal men reeds den indruk van zeer veel slib verkrijgen. Het slibgehalte van alle bodemmonsters wordt thans zoo zuiver mogelijk bepaald. Onder slib wordt daarbij verstaan datgene, wat uit korrels kleiner dan 20 micron bestaat.

De grenzen van het slibgebied kunnen niet scherp worden aangegeven, doch deze zijn *ongeveer* zoo, als op de kaart van VAN MIERLO (128, 1899) staat aangegeven. Het gebied begint dus bij de Fransche grens en strekt zich uit tot benoorden Westkapelle en Steenbank. De Raan, de Heijsche en Wandelaarsche bollen en andere banken in dit slibgebied bestaan aan de oppervlakte echter uit zand.

VAN MIERLO teekent merkwaardigerwijze den bodem der Wielingen als bestaande uit vrij grof zand. Hij doet dit op grond van slechts eenige monsters en men moet aannemen, dat hierbij te veel is gefantaseerd. Blijkens onze onderzoekingen is ook deze bodem zacht en zeer slibhoudend, terwijl op de hydrografische kaarten van VAN MIERLO's tijd hetzelfde staat aangegeven.

Het slibgebied van den Scheldemond, dat zich tot bij de Thorntonbank, dus tot ver uit de kust uitstrekt, is voor de bestudeering der zandverplaatsingsmogelijkheden van veel beteekenis. Immers, waar een slibvlakte aanwezig is, kan *geen regelmatig zandtransport* zijn. Indien dit er wel was zou men bij de kenteringen zand aan de oppervlakte van den bodem moeten vinden en ook in de zandmeetinstrumenten tijdens de stroomperioden.

Er bestaan, zoover tot nog toe kon worden nagegaan, voornamelijk twee wegen, waarlangs eenig zand der Vlaamsche banken regelmatig naar het noordwesten kan trekken: 1° over den zeebodem buiten de Thorntonbank en 2° in een strook van zeer beperkte breedte langs het strand van België. De breedte van deze zandstrook bij de kust wordt bepaald door de branding, die een geringe zandverplaatsing teweeg brengt. Deze laatste is zelfs zoo gering, dat het zand niet voorbij het havenhoofd van Zeebrugge schijnt te komen. Het einde van dit hoofd steekt namelijk in een slibbodem, gelijk trouwens de geheele haven vol slib zit. Een derde mogelijkheid, dat zandbanken langzaam over den slibbodem trekken is eveneens denkbaar en inderdaad zijn hiervoor eenige aanduidingen.

Een der vragen, die bij het thans verrichte onderzoek in den Scheldemond ter sprake komt, is die omtrent de herkomst van de slib. Is deze door de huidige stroomen aangevoerd van elders — m.a.w. is hier een ontmoetingspunt van reststroomen — of moet men de aanwezigheid van de groote hoeveelheden slib in het water verklaren door het afslijten van oude, blootgelegde kleibanken? Komt de slib misschien uit de Schelde?

VAN MIERLO neemt de stelling in, dat „la très grande majorité est d'origine marine et formée des débris les plus fins arrachées aux côtes d'Angleterre et de France". Hij grondt zich dus op de oude veronderstelling van het vervoer van vaste stoffen door de Hoofden, waarbij de zwaarste deelen het zuidelijkst blijven liggen en de fijnere noordelijker komen. De allerfijnste zouden tot den Scheldenmond komen. De oorzaak van de aanwezigheid der slib wordt door VAN MIERLO dus verklaard uit het zeestroomregime, dat intusschen door hem niet behoorlijk onderzocht werd.

Uit de Schelde komt volgens VAN MIERLO slechts zeer weinig slib en gerekend naar de verhouding van deze rivier tot den Rijn en de Maas, die tezamen ongeveer 1½ millioen m^3 slib per jaar afvoeren, schijnt dit wel juist.

De mogelijkheid dat men hier met een autochtone, oude kleilaag, dus met een uitschurings- en niet met een aanslibbingsverschijnsel te doen heeft, moet een groote mate van waarschijnlijkheid worden toegekend. Er komen hier en daar eocene, grijze, platte steenen in deze klei voor, welke in tamelijk grooten getale op de nabijgelegen stranden, met name bij Kadzand, zijn te vinden. De grootste ervan heeft mogelijk een middellijn van 2 à 3 dm bij een dikte van 2 à 3 cm. Over deze en nog andere steenen, welke hier kunnen worden opgehaald (vuursteenen) bestaat een vrij uitgebreide literatuur (**8**, 1883 en **148**, 1886). Men zie hiervoor ook hetgeen in § 8 is geschreven en hetgeen BRIQUET en DANGEARD daarover vermelden.

De buitenbanken in dit gebied als bijvoorbeeld de Steenbank maken den indruk „lybische duinen” te zijn liggende op de hiervoren beschreven kleilaag. De bovenkant dezer laag ligt daarbij op ongeveer 20 à 25 m diepte beneden den gemiddelden zeestand. De kleine bankjes als de Wandelaarsche en Heysche bollen schijnen over de kleilaag, welker oppervlakte in de Wielingen op ongeveer 10 m ligt, op een betrekkelijk langzame wijze naar het Noorden te trekken.

De geoloog van den Rijks-Geologischen Dienst Dr. Th. REINHOLD, die dit terrein meermalen bezocht, meende de slib als in brakwater gevormd te moeten beschouwen, daar de er in voorkomende diatomeeën gedeeltelijk den brakwatervorm bezaten. Dit zou er ook op wijzen, dat de slib of de klei van ouden oorsprong is.

De vraag betreffende het „bestaan” of „ontstaan” van slibgebieden houdt de gemoederen ook in Duitschland bezig. SCHÜTTE [1]) stelde zich het slibgebied bezuiden de Doggersbank voor als een oude hafformatie. PRATJE [2]) vond, dat het versch slib kon zijn, omdat BÖHNECKE's onderzoekingen hier een ontmoetingsgebied van zeestroomingen (reststroomen) aantoonden. LÜDERS [3]) wijst op de moeilijkheden, welke de oplossing van dit vraagstuk biedt.

Oude klei is meestal vaster dan versch neergeslagen slib, doch de losgewoelde slib van een oude, vaste kleilaag bezinkt na stormen weder grootendeels ter plaatse en maakt dan natuurlijk een volkomen verschen indruk. Men moet dus dieper gaan dan de allerbovenste lagen, om de oude, autochtone kleilaag te vinden. [4])

Vragen, die nog op beantwoording wachten zijn de volgende: Zoo inderdaad in den Scheldemond oude kleibanken worden aangetast door de stroomen, wordt dan het losgewoelde slib naar het Noorden vervoerd? Wordt de Scheldemond in den loop der tijden daardoor iets dieper? Het water in de Oosterschelde is bijzonder slibvrij; moet men daaruit besluiten tot een overwegend eboverschot der stroomen voor den mond der Oosterschelde? Uit deze laatste vraag volgt, dat de mogelijkheid open moet blijven voor een „ontmoeting van reststroomen”, al kan men als waarschijnlijk aannemen, dat Zeeland voor een gedeelte harer kleigronden ontstaan is uit de slib van deze streek.

---

1) Küstenbewegungen an der deutschen Nordseeküste. Aus der Heimat, Heft 11, 1927.

2) Die marinen Sedimente als Abbildung ihrer Umwelt. Fortschr. Geol. Paleaont. 11, Heft 35. Deecke Fertschrift 1932.

3) Sediment und Strömung. Senckenbergiana. Band 14, 1932.

4) Eenige boringen in den Scheldemond in 1936 wezen uit, dat inderdaad oud-holocene en tertiaire kleibanken door de stroomen worden aangetast.

Gehoopt wordt deze en nog andere vraagpunten binnen afzienbaren tijd nader tot de oplossing te brengen.

Voor de *zand*bewegingsvraag is een slibstreek als deze, hetzij bestaande uit oud dan wel uit versch slib, een teeken, dat het zand der Vlaamsche banken slechts in geringe mate en waarschijnlijk in den vorm van kleine zandbankjes naar onze kusten trekt. Dit komt overeen met de gevolgtrekking der vorige paragraaf, namelijk dat de Vlaamsche banken slechts weinig veranderen en slechts weinig zand verliezen.

Men is geneigd aan te nemen, dat overal waar behoorlijk krachtige stroomen aanwezig zijn, de bodem ook uit zand moet bestaan. De stroomen in den Scheldemond zijn niet zwakker dan op de Vlaamsche banken of in de Hoofden en daar het bodemwater er viermaal daags afstanden aflegt van 5 à 7 km en daarbij zand kan vervoeren, zou men ook een grondige uitwisseling van bodemstoffen verwachten. De slib zou men als reeds lang weggespoeld willen denken. Blijkbaar is deze redeneering om de een of andere reden onjuist. Het meest waarschijnlijk is, dat de kleibanken betrekkelijk dik zijn, terwijl de aantasting ervan door golfslag en stroomen, of liever het vervoer van zwevende slibmassa's naar elders, niet overmatig groot is. Dat *betrekkelijk* weinig menging van zand en slib plaats vindt moet waarschijnlijk weder op rekening worden gebracht van de reeds voor de Hoofden beschreven eigenschap van zand zich tot scherp omgrensde opeenhoopingen te willen vereenigen indien een vaste laag door de stroomen wordt blootgelegd. Deze vaste laag bestaat in de Hoofden uit steenen, voor den Scheldemond uit klei.

Een correlatief verband tusschen stroomsterkten en korrelgrootte van den bodem mag men zeker niet overal aannemen. Wel bezitten stroomen sorteerende eigenschappen, doch het generaliseeren is in deze ontoelaatbaar, daar bijvoorbeeld zeer zwakke reststroomen wel samen kunnen gaan met krachtige eb- en vloedstroomen en ook oude blootgespoelde lagen niets met de sorteering door de huidige stroomen te maken hebben. Slechts in bepaalde gevallen kan men die correlatie verwachten.

§ 32. DE BEWEGING VAN ZAND LANGS ONZE KUSTEN.

Er moet weer onderscheid worden gemaakt tusschen de stranddrift en de zeedrift. De eerste ontstaat in de smalle strook van het brandingsgebied; onder de laatste wordt verstaan de zandverplaatsing in zee.

Stranddrift. Een betrekkelijk gering aantal metingen werd eenigen tijd geleden verricht vanaf de pier te Scheveningen teneinde den invloed van de branding op het zandstransport na te gaan.

Deze metingen werden wegens gebrek aan tijd voorloopig gestaakt, temeer toen bleek, dat de Amerikaansche „Beach-Erosion Board" aan de kust bezuiden Nieuw York soortgelijke, meer uitvoerige proeven had verricht. Er werd daarbij gebruik gemaakt van een duiker, van gekleurd zand om de verplaatsing van het strandmateriaal na te gaan en van stroommeettoestellen. Het desbetreffend rapport verscheen niet in druk, doch werd gestencild van de „Board" ontvangen (**10**, 1935)[1]). Dit gedeelte van de Amerikaansche kust geleek niet alleen veel op de onze, ook de golfslag en de korrelgrootte van het zand kwam met de onze overeen.

---

[1]) Beach Erosion Board. Interim Report, 1933. Dit rapport wordt ook door TIMMERMANS aangehaald in zijn proefschrift: „Proeven van den invloed van golven op een strand", 187, 1935.

Een der uitkomsten, die door de „Beach Erosion Board" werd verkregen, wordt weergegeven in fig. 88. Er blijkt uit, dat de beweging van vaste stoffen (feitelijk het zandgehalte in het water) in de branding zeer veel grooter is dan daar buiten. „The bulk of the sandmovement occurred within 350 ft. of the low water line".

De voornaamste uitspraak, waartoe men bij het onderzoek kwam was: „None of the experiments furnished definite evidence of any material resultant force that could be counted upon to carry sand either to or away from the beach".

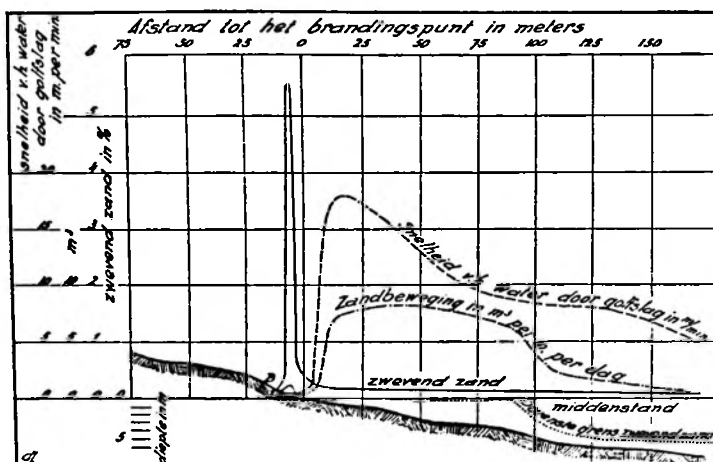


Fig. 88. Zandtransport en snelheden in de brandingsstrook volgens de „Beach Erosion Board".

Dit wil nog niet zeggen, dat er aan andere zandkusten geen krachten zijn, die zandverplaatsingen van en naar de kust zouden kunnen teweegbrengen. Het zegt alleen, dat men die op de dagen dat gemeten werd aan de desbetreffende kust niet heeft kunnen bepalen. Men trok daaruit de gevolgtrekking, dat „The most important conclusion from the practical viewpoint of those designing beach protective structures is that the seabottom offshore cannot be counted on as a source of beach building material".

Voor een schoone kust zonder banken zouden dus de stranddrift en de zeedrift zich niet onderling mengen. Indien er wel banken voor de kust liggen komt er dikwijls wel degelijk zand uit zee en hetzelfde schijnt het geval te zijn bij landwinden als de oppervlaktestroom zeewaarts en de bodemstroom landwaarts trekt.

„The net action is likely to be erosive". Deze uitspraak is in het algemeen wel aanvaardbaar, mits men over onbeperkt langen tijdsduur rekent. Voor korte tijden — die ook nog duizenden jaren kunnen omvatten — gaat de uitspraak niet voor alle gevallen op. Verschillende kusten zijn bekend, die door den aanvoer van materiaal langs het strand aangroeien.

„The river of sand moving intermittently in a rather narrow belt close to the shore", dus de eigenlijke stranddrift, kon met behulp van rood zand worden nagegaan over een lengte van 60 tot 150 meter. De duiker meldde, dat de invloed van den golfslag zeewaarts sterk afnam en dat op diepten van 5½ tot 15 meter nog slechts uiterst weinig zand verplaatst werd[1]). Het karakter der zandbeweging (zeedrift) was hier anders dan bij het strand (stranddrift), omdat bij de eerste de getijstroomen en bij de laatste de golfslagstroomen de voornaamste rol vervulden.

[1]) VENING MEINESZ vond in den Indischen Oceaan bij onrustige zee een diepte van 18 à 30 m reeds voldoende om de duikboot rustig te doen liggen. Bij ons zijn de golven doorgaans zwakker dan in den Indischen of den Atlantischen Oceaan. Een golfslagmeter werd thans door ons geconstrueerd om de grootte van den golfslag bij verschillende diepten te kunnen meten.

Het zou te ver voeren diep op de details der zand- en waterbeweging onder de kust in te gaan. Het is voor elke kust afzonderlijk een uitgebreid onderwerp.

Wat onze kust betreft, wordt verwezen naar de Verslagen der Staatscommissies voor de havens van IJmuiden (**156**, 1911) en Scheveningen (**154**, 1887). Voorts naar de uitkomst van het onderzoek naar den vermeenden schadelijken invloed der schelpenvisscherij op onze kusten (**155**, 1896) en naar het uitvoerige en belangrijke werk van Dr. Ir. L. R. WENTHOLT (**201**, 1912). Van belang zijn ook de verslagen betreffende de Delflandsche kust (**102**, 1917 en **78**).

Er blijft hier, niettegenstaande reeds veel werd verricht, een ruim onderzoekingsveld over. Theorieën, als bijvoorbeeld die over de „neutrale lijn", waar het landwaarts bewegend zand zou gescheiden worden van het zeewaarts bewegend, zijn nog niet door waarnemingen in de natuur gefundeerd. Waarschijnlijk bestaat een dergelijke lijn niet.

De ingenieur van den Rijkswaterstaat J. H. VAN DER BURGT bestudeerde in de laatste jaren de hoogteschommelingen van verschillende stranden nader (het desbetreffend rapport werd nog niet gepubliceerd). Hij meende daarbij een zekere regelmaat te kunnen constateeren, welke haar ontstaan scheen te vinden in het op het strand loopen van bodemgolven (**18**, 1933). Deze bodemribbels, door TIMMERMANS strandbanken genoemd (blz. 296), vertoonen een type, waarbij de verst in zee gelegen ruggen tamelijk vlak zijn, terwijl die in de nabijheid der laagwaterlijn een steile landwaartsche helling hebben. Zij liggen ongeveer evenwijdig aan de kust.

De hierbedoelde *strandbanken* zijn volgens den vorm en de ligging een *brandingsverschijnsel*, welke in het laboratorium van Prof. ESCHER te Leiden door TIMMERMANS werden nagebootst.

Verder in zee is de zandbodem vlak ter breedte van 20 à 30 kilometer. Gaat men nog verder in zee, dan beginnen, althans voor onze westkust, de groote regelmatige zandruggen, waarmede een groot gedeelte der Vlakke Zee bedekt is, op het registreerpapier van het echotoestel te verschijnen. De richting dezer regelmatige, groote golven is ongeveer loodrecht op de kust (fig. 89).

Zeedrift. Wegens gebrek aan tijd is nog niet voldoende onderzocht kunnen worden welk systeem in deze *zeezandruggen* zit. Meestal vindt men den steilen kant

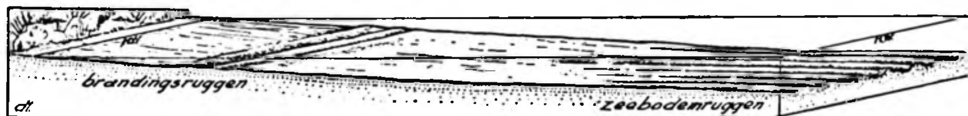


Fig. 89. Schema van de zandruggen voor de schoone kust. Het vlakke gedeelte van den zeebodem moet veel breeder gedacht worden.

noordelijk, en de richting der zandruggen is gewoonlijk Zuidwest-Noordoost. Het gebied is natuurlijk groot en er zou een zomer aan moeten worden besteed om de groote lijnen van dit terrein voldoende te leeren kennen.

De vraag in hoeverre zich inderdaad zand over den zeebodem beweegt zou dan tevens nader bekeken moeten worden. Eenige steekproeven werden genomen, waaruit bleek dat slechts zeer weinig zandtransport aanwezig was. Dit behoeft ons trouwens niet te verwonderen, daar ver uit de kust de stroomen veel zwakker worden en het zeezand er grof is. Intusschen moet er blijkens het voorkomen en den vorm van de zandruggen toch beweging in het zand zijn, al is dit waarschijnlijk hoofdzakelijk tijdens stormen het geval.

Een zwakke aanduiding, dat de zeebodem bij onze lichtschepen niet geheel in rust is, vindt men in de door VAN DER STOK (**174**, 1905, deel II) gepubliceerde

cijfers voor de diepten, die daar eenige malen per dag gedurende 5 achtereenvolgende jaren werden gemeten. Deze diepten (jaargemiddelden) worden gegeven in onderstaanden staat:

	Noordhinder.	Schouwenbank.	Maas.	Haaks.	Terschellingerbank.
Aantal waarnemingen.	6602	8104	9227	8735	7145
Jaren 1895	—	28,9 m	24,4 m	—	27,1 m
1896	37,8 m	28,5 „	24,2 „	28,4 m	27,5 „
1897	36,7 „	29,2 „	24,2 „	28,1 „	27,2 „
1898	36,5 „	28,4 „	24,1 „	27,7 „	27,3 „
1899	36,5 „	28,6 „	24,1 „	27,8 „	27,1 „
1900	36,3 „	—	—	27,6 „	—

Er volgt uit, dat de grootste schommelingen in de gemiddelde diepte bij de lichtschepen resp. 1,50 m, 0,80 m, 0,30 m, 0,80 m en 0,40 m bedroegen. Het is echter de vraag of de lichtschepen steeds op dezelfde plaats hebben gelegen. Af en toe moeten zij op de helling en een verplaatsing van eenige honderden meters kan de genoemde verschillen misschien wel geleverd hebben, hoewel sommige lichtschepen in een uiterst vlak gebied liggen. Men zou in de meeste gevallen eenige kilometers moeten varen om de diepteverschillen van ± ½ m te vinden.

De reststroomen zijn bij onze lichtschepen volgens de door VAN DER STOK bewerkte gegevens alle volgens de vloedrichting. Daar blijkens onze metingen de resteerende zandstroom gewoonlijk in dezelfde richting gaat als de resteerende waterstroom, is het waarschijnlijk, dat het zand in de lijn der lichtschepen, zoo er van eenige verplaatsing sprake is, ook noordoostwaarts gaat. De vorm der zandruggen wijst hier trouwens ook op. Langs de kust is de zee het ondiepst en in verband met de grootere golfslagturbulentie en de betrekkelijk sterke bodemstroomen wordt hier per km. breedte zonder twijfel meer zand verplaatst dan verder in zee.

Uit de oude kaarten der 16e à 18e eeuw blijkt, dat onder de kust een drietal banken nabij Zandvoort-Egmond hebben gelegen, welke scheef naar de kust liepen. De namen ervan waren: Het Harde, de Uiterrib en de Smalacht (zie fig. 90 en 83). Zij zijn thans verdwenen, hetgeen als een teeken kan worden beschouwd, dat er zandvervoer naar het Noorden heeft plaats gehad.

De ligging, scheef op de kust, is ons bekend uit de beschouwing der Vlaamsche banken, waarbij het Rapegeer, de Stroombank en anderen dezelfde eigenschap bleken te bezitten (zie § 29). Deze scheeve toeloop, waarbij de nek van de bank met de kust is verbonden, wijst op een zee-zanddrift in noordoostelijke richting, welke zich aansluit bij de stranddrift.

Er bestaan ook thans nog op vele plaatsen langs onze gladde kust ruggen, welke scheef tegen onze kusten loopen, doch deze zijn zeer laag met uiterst flauwe hellingen. Waarschijnlijk worden zij allen noord- of noordoostwaarts verplaatst.

De Breeveertien is volgens de oude kaarten eigenlijk geen bank, doch meer een vlak terrein met ongeveer 14 vadem diepte. Tegenwoordig bezit de zeekaart hier nog vrijwel dezelfde loodingscijfers. Zoo er verschil is met de oude kaarten, mag daaruit nog niet een bepaalde gevolgtrekking worden gemaakt, omdat de oude loodingen niet goed te vertrouwen zijn.

Het verdwijnen der zandbanken het Harde, de Uiterrib en de Smal-Acht beteekent, dat de kust „magerder" is geworden. De dieptelijnen schijnen het land langzaam te naderen; daardoor komen de golven meer ongebroken aanrollen en wordt de verarming verder bevorderd. Indien de naam „Smal-Acht" wijst op een diepte van 8 vadem, is deze verdieping onder de kust sinds ± 1600 niet zeer groot.

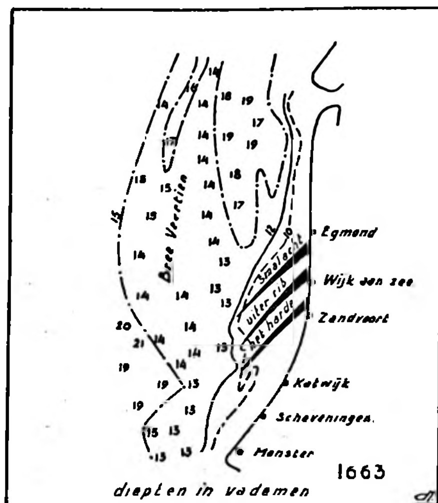


Fig. 90. Vroegere vloedbanken en vloedscharen aan de schoone kust.

Onze, in vergelijking met andere landen zeer fraaie serie kustmetingen, waarbij sedert 1843 in Noordholland en sedert 1857 in Zuidholland de ligging van laagwaterlijn, hoogwaterlijn en duinvoet geregeld wordt bepaald, geeft tezamen met de periodieke kustloodingen een goed beeld der veranderingen in onze kustlijn.

De Commissie voor de haven van IJmuiden (**156**, 1911) vond door vergelijking van de kaarten van 1851 en 1878 d.i. vóór den aanleg der haven van IJmuiden, dat de lijnen van 9 en 13 m diepte — N. A. P. iets landwaarts gekomen zijn. Hoewel een vooruitgang dezer lijnen te bespeuren was in de jaren 1878—1895, zulks als gevolg van den aanleg der havendammen, trad nadien weder verdieping op. De conclusie luidde: „Voor zoover uit bijlage XXII is af te leiden (d. i. voor een kustgebied bezuiden en benoorden IJmuiden) en voor zoover het aangenomen vergelijkingsvlak voor de peilingen van 1859 betrouwbaar mag worden geacht, kan derhalve over het algemeen wel tot een nadering van de lijnen van groote diepte tot de kust worden besloten". De geulen en ondiepten schenen daarbij ongeveer 200 *m in* 32 *jaar* naar het noorden te zijn getrokken (zie ook Tutein Nolthenius, **189**, 1913).

Door Wentholt (**201**, 1912) wordt op grond zijner studie als „vaststaande aangenomen, dat de ligging van de dieptelijn van 7 m — N. A. P. ten naaste verband houdt met den toestand van het strand". Dit wil zeggen, dat de stranden de neiging bezitten onder den invloed der branding en der getij- en windstroomen een natuurlijk talud te vormen in de orde van grootte van 1 : 100. Wordt dit talud te steil, dan gaan de L. W. en H. W. lijnen der kust achteruit, tenzij deze door menschenhanden worden vastgelegd. Dit natuurlijk talud houdt ten nauwste verband met de korrelgrootte van het zand. De „Beach Erosion Board" verrichtte daarvoor belangwekkende onderzoekingen aan het strand bezuiden Nieuw York.

Aangenomen, dat er bij onze schoone kust gemiddeld geen uitwisseling van stranddrift en zeedrift plaats vindt, zal een gedeelte voorstrand in rust verkeeren, indien de *kustdrift evenveel zand aanvoert als van den anderen kant wordt afgevoerd.* De vraag of voldoende zand uit het zuiden komt moet, gezien de vermagering indien een groot tijdsbestek wordt omvat, ontkennend worden beantwoord. In het Noorden moet deze drift dus iets grooter zijn geweest — en nog zijn — dan in het Zuiden, hetgeen ook in overeenstemming is met den hevigeren golfslag in het Noorden.

De grootte van de zanddrift langs onze kust, zeg tot de dieptelijn van 7 m — N. A. P., is niet bekend. Uit het feit, dat jaarlijks ongeveer 1 millioen m^3 uit den mond van den Waterweg moet worden gebaggerd, mag men nog niet, zooals soms wordt gedaan, afleiden, dat de kustdrift aldaar de grootte van dat bedrag bezit. Immers zou dit zand gedeeltelijk ook zonder kustdrift in de geul terecht komen door golfslag en stroomen. Dat het zand hoofdzakelijk uit het Zuiden komt is intusschen zeker, daar de zandbank Maasvlakte door de branding en de stroomen steeds om de noord werkt.

De bagger uit den mond van den Waterweg wordt sinds een aantal jaren zoo dicht mogelijk onder de Westlandsche Hoofden gestort, dus ten noorden van den mond. De bedoeling hiervan is duidelijk: men wilde de kustdrift, welke de schoone kust geacht wordt te beschermen, niet onderscheppen. Evenwel wijzen de loodingen uit, dat de uit baggergrond gevormde bult, nadat men daarop eenige jaren niet heeft gestort, nog niet waarneembaar is verminderd. Waarschijnlijk zijn een 10-tal jaren noodig om hoogteverschillen van eenige decimeters te kunnen veroorzaken. Het hoogste punt van deze stortplaats ligt op ± 6 m — M. E. Het millioen m^3 per jaar, dat in deze stortplaats werd gebracht, *verdween dus lang niet in denzelfden tijd.* Mogelijk werkt hier echter de invloed van de stroomen in den mond van den Waterweg en mag men hier niet uit besluiten dat eene aantasting langs het overige deel der schoone kust even gering zou zijn.

Benoorden Petten is de stranddrift, naar gemeend wordt, grooter dan in het Zuiden. Door de aanwezigheid der onderwaterdelta's bij de zeegaten geschiedt de zandverplaatsing hier schoksgewijs.

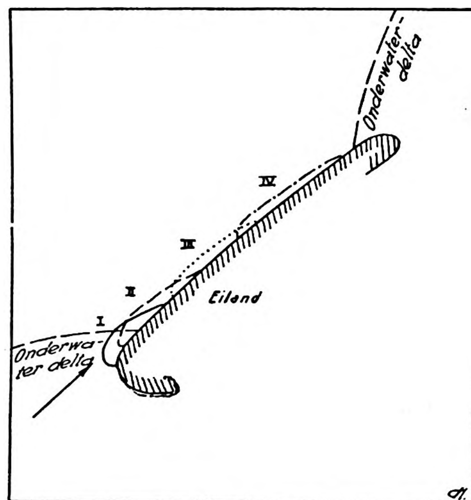


Fig. 91. Trek van een verheelde zandbank langs een waddeneiland.

Gesteld dat een stranddrift uit het westen in een gelijkmatig of ongelijkmatig tempo zand tegen de westzijde van de delta brengt. Door golfslag en stroomwerking op de „gronden" der delta wordt niet dit, doch ander zand naar het Oosten vervoerd, waardoor de oostzijde der gronden steeds zandrijker wordt. In verband met de slingering der geulen laat dit zand min of meer periodiek los in den vorm van een zandbank, welke zich met de kopzijde van het oostelijk gelegen eiland vereenigt. Dit noemt men met een oud woord „verheelen". Betrekkelijk langzaam, bijvoorbeeld in 20 jaren, trekt vervolgens deze hoeveelheid zand voor het eiland langs (fig. 91), onderweg vervlakkend. De losgelaten zandbank bezit natuurlijk niet steeds dezelfde inhoud, doch *ten ruwste* zou men hieruit in het Noorden de stranddrift op 1 à 2 millioen m^3 per jaar kunnen schatten.

Het moet tenslotte waarschijnlijk worden geacht, dat sinds onze kust gedeeltelijk is vastgelegd en er dus minder zand voor de stranddrift beschikbaar komt, de buitendelta's der zeegaten armer worden en daardoor ook de zandverplaatsing langs de waddeneilanden afneemt. De ophooging der wadden kan zoodoende tevens een vertragenden invloed ondervinden. Nagegaan wordt thans in hoeverre deze

mogelijke vermagering reeds kan worden geconstateerd, doch het onderzoek kwam nog niet tot een afgerond einde. Voor een enkel geval, namelijk voor de onderwater-delta buiten het Zeegat van het Vlie vond collega VAN DER BURGT een vermagering van 0,54 m in 100 jaren (1831—1933) of 1 000 000 m^3 per jaar.

Rekent men een zeespiegelrijzing van 0,25 m per 100 jaren hierin verdisconteerd, dan is het totale zandverlies van deze delta, groot 184 km^2, te stellen op rond 50 000 000 m^3 in 100 jaren of ½ millioen m^3 per jaar. Dit is dus vrij veel.

HOOFDSTUK VII.

BESCHOUWINGEN.

§ 33. ONZE KUST ALS ONDERDEEL EENER STRANDWALKUST.

In de vorige hoofdstukken werd gevonden, dat voor de naaste toekomst uit den hoek der Hoofden weinig veranderingen zijn te verwachten; de uitschuring van deze zeeëngte, zoo daarvan al sprake is, gaat slechts in een uiterst langzaam tempo, terwijl ook de Vlaamsche banken weinig zand aan onze kusten afstaan en in den loop der laatste eeuwen nauwelijks veranderden.

Toch heeft de zeeëngte der Hoofden een grooten invloed op onze kustvorming uitgeoefend en oefent die nog steeds uit. Indien dienaangaande al niet van veranderingen kan worden gesproken, zoo is het toch nuttig de oorzaken, die onzen kustvorm hebben bepaald en nog bepalen, aan een onderzoek te onderwerpen, teneinde na te gaan welke mogelijkheden van vervorming aanwezig zijn.

Het algemeen verschijnsel, dat bij kusten optreedt is, dat de kapen, voorlanden en hoofden worden afgeknaagd en dat de daartusschen gelegen inhammen met het afslijpsel worden opgevuld. De verschillende stadia, welke zich daarbij voordoen zijn schetsmatig voorgesteld in fig. 92. Men onderscheidt dus jonge en oude kustvormen.

Het transport van het afslagmateriaal geschiedt door middel van de kustdrift, welke hoofdzakelijk door de branding, doch ook onder medewerking van de zeestroomingen wordt veroorzaakt. Tot de kenmerkende vormen, die daarbij ontstaan (zie n°. 3 van fig. 92) zijn te rekenen de *zand- of grindtongen* (Nehrung, spit, poulier), welke vaak meren insluiten (lagunen, haffen), (zie n°. 4). Uiteindelijk wordt een „oude", gladgeschaafde kliffenkust verkregen met daarvoor een erosiestoep (zie n°. 5).

De voortgang van het afschavingsproces hangt natuurlijk af van de meer of mindere zachtheid der kustformatie en van de kracht der branding. Harde rotskusten blijven dus lang hun jeugdige vormen behouden. Zandkusten zijn uiterst zacht en bereiken reeds vroeg hun oude, gladde vormen, doch de achteruitgang wordt daarbij belemmerd door de groote productie van afslagmateriaal. Er wordt een natuurlijk afweermiddel gevormd, waarbij niet zoozeer de grootte van de door de stranddrift vervoerde hoeveelheid materiaal, dan wel het *verschil* tusschen de materiaalaanvoer en -afvoer dezer stranddrift een hoofdrol vervult. Slechts indien plaatselijk meer materiaal wordt afgevoerd dan aangevoerd slaat de kust af. Indien meer zand wordt aangevoerd dan afgevoerd groeit zij aan.

Onze kust is te beschouwen als een der zandkusten langs lage, moerassige landen, zooals er zoovele in de wereld voorkomen. Volgens den Amerikaanschen schrijver JOHNSON zou het type veelal voorkomen aan rijzende kusten. Daar onze kust niet rijst, doch daalt, gaat dit voor ons niet op. Beter doet men daarom EM. DE MARTONNE (**126**, 1929) te volgen, die een kustsoort als de onze beschouwt als een uitvloeisel van het lage land erachter. Nog beter ware de kust te beschouwen als een gevolg van den zandrijkdom en de geringe diepte der Noordzee.

Langen tijd dacht men onzen strandwal te zijn ontstaan door botsing van rivier- en zeewater. Het zich in deze wateren bevindende zand zou daardoor neerslaan op de plaats der botsing. Naderhand beschouwde men onze kust meer als een „Nehrung" of zandtong, beginnende bij Blanc Nez, doch ook deze laatste theorie schijnt niet geheel juist. In navolging van DE BEAUMONT (1845) neemt men tegenwoordig wel aan, dat een strandwal ontstaan kan door branding op een vlak zandstrand, dus uit plaatselijk

materiaal. Deze theorie werd nog onlangs op grond van modelproeven in het laboratorium van prof. B. G. ESCHER te Leiden verdedigd door TIMMERMANS (188, 1935). De branding werpt daarbij dus haar eigen grenzen op.

Onjuist is natuurlijk de opvatting van JOHNSON (94, 1918, blz. 243) dat onze kust door deltaneerslag een uitbuikenden vorm heeft aangenomen. Hij zegt daarom-

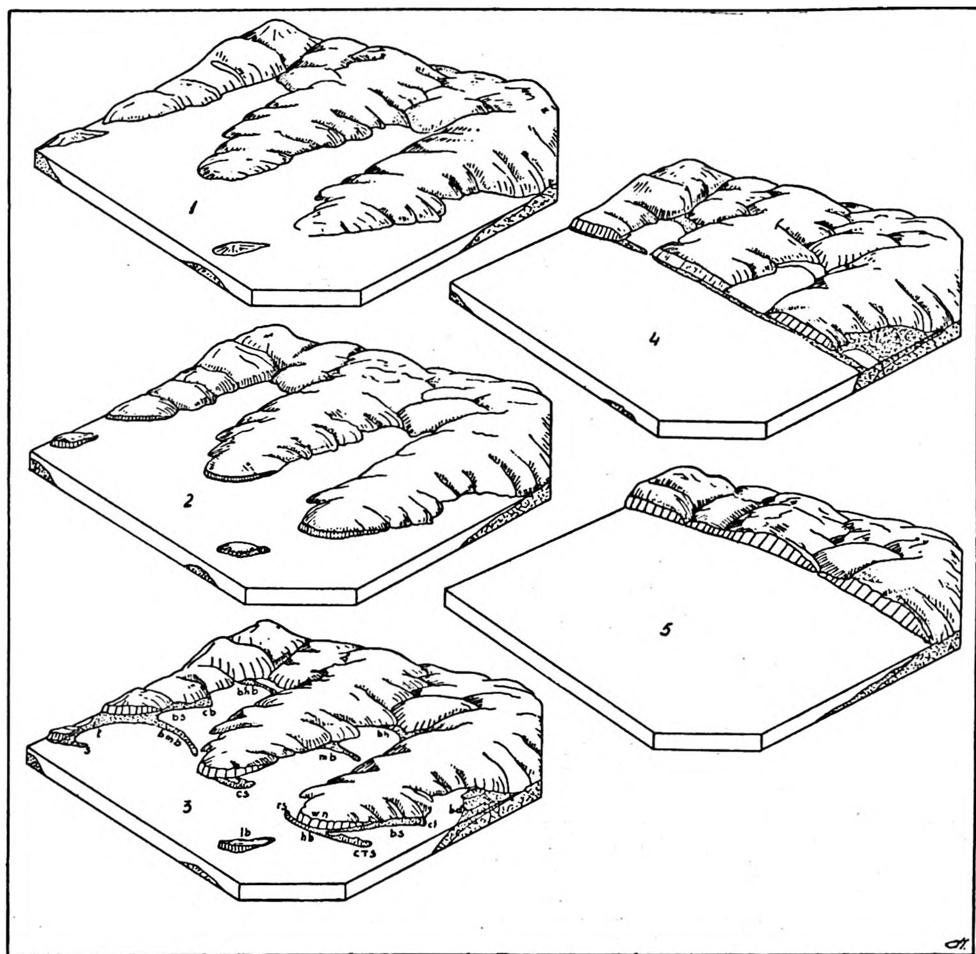


Fig. 92. Ontwikkeling eener heuvellandkust (JOHNSON).

trent: „Coasts bordering shallow inland seas, or otherwise protected from the full attack of destructive marine forces, may, like the coasts of Holland and Belgium, be built far forward by delta accumulations before the inevitable period of their removal begins". Afgezien van den somberen kijk op de toekomst van ons land, die zelfs zonder zeespiegelverhooging als blootgesteld aan een „inevitable period of removal" wordt voorgesteld, moet onze kust niet opgevat worden als een begrenzing van rivier-

sedimenten. Immers is de zware, breede zandmassa langs onze kust, strandwal genaamd, niet opgebouwd uit rivierzand, doch uit zeezand en behoort deze machtige wal niet tot de deltaverschijnselen, doch tot de gevolgen van de in of aan zee werkende krachten. De uitbuiking, waarvan JOHNSON spreekt, moge aanvankelijk een gevolg geweest zijn van den vorm der vlakke zandmassa's, die na den laatsten ijstijd achterbleven, doch onder invloed van een stijgend zeeniveau en veel voorradig zeezand werd de wal steeds hooger en machtiger en verkreeg allengs het karakter van een zelfstandig lichaam, dat de eigenlijke Rijn-Maas delta erachter beschermde.

Een onderscheid zou kunnen worden gemaakt tusschen een *zandtongenkust*[1]) en een *strandwalkust*. Echter is dit onderscheid niet scherp. Bij beiden is zeer veel zand aanwezig. De eerste vorm komt voor aan een kust van een zandig heuvellandschap, de laatste blijft daar zeewaarts van. Veelal komen zij afwisselend voor, naar gelang de zee het landschap aantast, dan wel er ver van blijft verwijderd en daar de vlakten der aarde veelal groote uitgestrektheid bezitten, zijn de lengten der zandtong-strandwalkusten vaak bijzonder groot.

Langs de zuidelijke en oostelijke Noordzeekust — de onderbrekingen door de riviermonden meegerekend — ongeveer 900 km, langs de oostkust van de Vereenigde Staten ± 2200 km, langs de Bocht van Guinea ± 1800 km, langs de Britsch Indische Oostkust ± 1500 km, langs de Mexicaansche golf ± 2500 km, enz. Zonder twijfel zullen hier wel vlakten bij zijn, die als een opgeheven erosiestoep zijn te beschouwen, zoodat JOHNSON'S theorie daarvoor opgaat; het kenmerkende is evenwel niet de stijging of de erosiestoep, doch de groote beschikbare zandhoeveelheden en de kust zonder belangrijke verhevenheden.

Strandwalkusten, dus die welke niet, of slechts in geringe mate, een begrenzing van zandige *land-* doch uitsluitend van *zeezand*materialen vormen, bezitten veelal de volgende eigenschappen:

a. Eenvoudige kustlijnen. Daar hoofden ontbreken, de kust niet tegen erosie bestand is en de zee steeds zoo eenvoudig mogelijke kustlijnen wil scheppen, werden de eenvoudige vormen reeds „bij den aanvang" bereikt.

b. Zeegaten. (inlet, graus). Deze komen gewoonlijk op tamelijk regelmatige afstanden voor, met daartusschen eilanden van langgestrekten vorm, al of niet met duinen bezet. Het voorkomen van deze zeegaten hangt samen met de aanwezigheid van lagunen of wadden achter den strandwal, welke door de getijen gevuld en geledigd moeten worden. De strandwal vormde zich veelal volgens vloeiende lijnen zeewaarts van de eigenlijke H. W. kustlijn. Er bleven dus vloedkommen te vullen en te ledigen, terwijl bij daling van den bodem — of rijzenden waterspiegel — deze vloedkommen steeds grooter werden.

Onder invloed van wind en getij kunnen de zeegaten zich verplaatsen. Zij „ploegen" dan door den strandwal. Sommige zeegaten slaan dicht, andere worden nieuw gevormd. Een interessante studie hierover werd geleverd door LUCKE voor de kust bij Nieuw York (**116**, 1934).

c. Onderwaterdelta's buiten de zeegaten. Indien, gelijk bij ons, de zeegaten stabiel zijn, ontstaan sector- of segmentvormige delta's, die gewoonlijk bij L. W.

---

[1]) Onder zand- of grindtong wordt hier verstaan een langgerekte zand- of grindmassa, welke aan de lijzijde eener kaap in horizontale richting is gegroeid. Soms noemt men dit „schoorwal", doch dit woord doet te veel denken aan „schaarwal", d.w.z. aan een oever langs een diepe schaar, welke met „inscharing" wordt bedreigd. Onder „strandwal" wordt hier verstaan een wal van zand, die door de branding in verticale richting groeit op een vlakken zeebodem.



Fig. 94. Grindruggen van DUNGENESS vanaf den vuurtoren gezien.

nog niet droog vallen. Zij danken hun ontstaan aan de krachtige eb- en vloedstroomen in en bij het zeegat, aan de door deze stroomen veroorzaakte zandverplaatsingen en ook aan de kustdrift. In zee zijn de stroomen minder krachtig en de stroomen uit het zeegat bezitten waaiervormige stroomlijnen, zoodat het zand niet verder dan tot een bepaalden afstand uit den strandwal kan worden vervoerd. De grootte dezer delta's hangt dus af van de korrelgrootte van het zand, van het vermogen van het zeegat en ook van de grootte van den aanvoer door de kustdrift.

d. Onderwaterdelta's binnen de zeegaten. Gewoonlijk zijn deze aan elkaar gegroeid en vormen dan wadden. Deze bezitten de neiging hooger te worden door zand en slib, dat uit zee of uit rivieren binnen den strandwal komt. Uiteindelijk

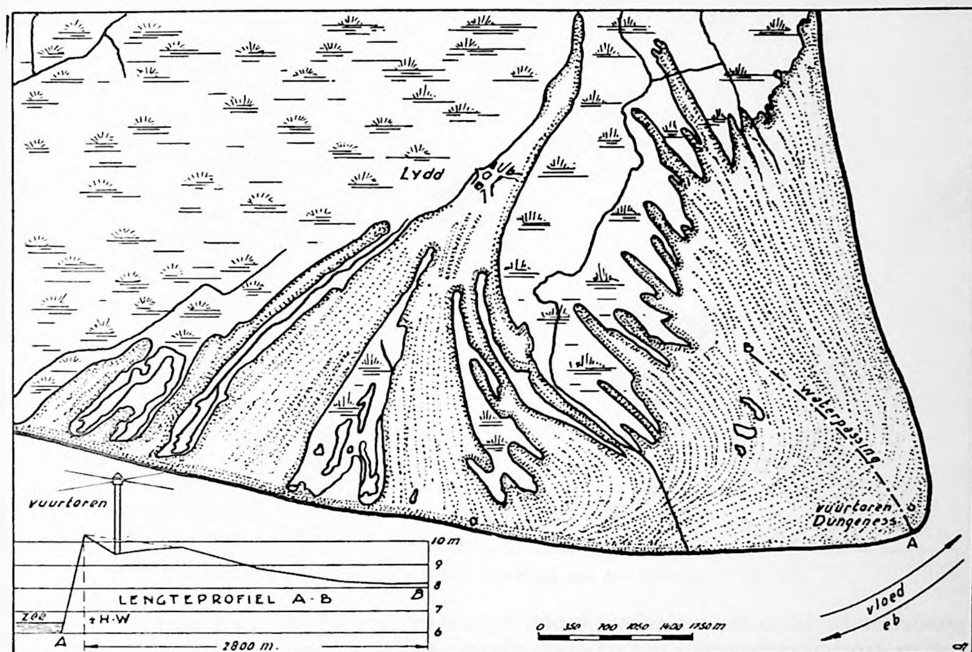


Fig. 93. De grindruggen op Dungeness (naar JOHNSON en een foto van de Royal Air Force).

begroeien zij tot schorren of kwelders, waarin soms meren overblijven (zie LUCKE **116**, 1934). Bij positieve zee-niveauverandering en geringen aanvoer van materiaal is de aangroei zwak of zelfs negatief.

Overigens moeten alle strandwalkusten niet over één kam worden geschoren, daar de zandsoorten, de verticale en horizontale getijbeweging en de golfslag voor de verschillende kusten zeer uiteen loopen. Ook zullen riviermonden plaatselijke storingen teweegbrengen.

Tenslotte moet worden bedacht, dat *zuivere strandwallen niet voorkomen*, omdat zoodra een dergelijke strandwal bezig is zich te vormen er een zijdelingsche drift bij komt en dus tevens landtongen ontstaan achter de nieuw gevormde „vaste" punten.

Evenwel blijft er een principieel verschil tusschen een landtongenkust (Nehrungen-

kust, limankust) en een strandwalkust (lidokust), omdat de eerste een aansnijding van een heuvelachtig, zandig terrein is en kapen of hoofden vereischt en de laatste een vooruitgeschoven post in zee is op een flauw hellenden zandbodem. Landtongen

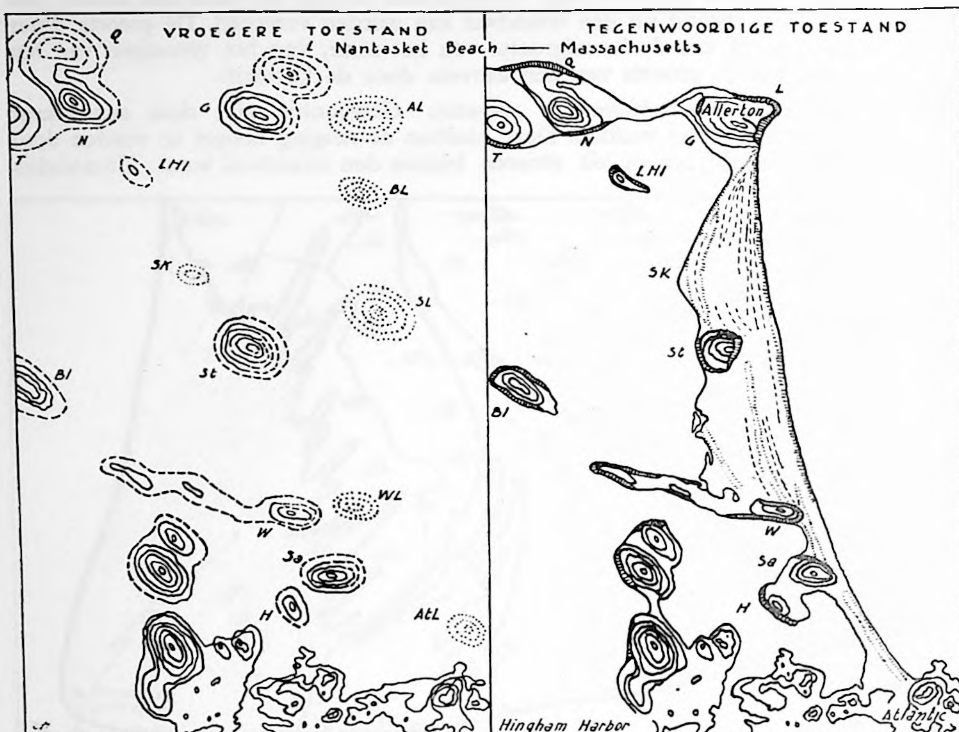


Fig. 95. Voorbeeld van een landtongformatie met vaste punten (JOHNSON).

groeien in horizontalen zin achter kapen en hebben hun uiteinde in diep water. Strandwallen groeien in beginsel in verticalen zin in ondiep water en vereischen geen kapen.

Zuivere landtongen vindt men dikwijls, zuivere strandwallen nimmer.

Een eigenaardigheid van landtongen is, dat zij de neiging bezitten om vaste punten te verbinden. Zij gaan daarom wel van een kaap in de richting van een eiland of in die van een volgende kaap. Een goed voorbeeld wordt gegeven in fig. 95, waar eenige drumlins door landtongformaties met de kust zijn verbonden.

Onze kust bezit op analoge wijze het vaste diluviale punt Texel en ook uit andere eigenaardigheden blijkt, dat, hoewel hoofdzakelijk een strandwal, zij toch veel eigenschappen eener landtongenkust vertoont.

Somtijds komen aan eenvoudige zand- of grindkusten eigenaardige driehoekige kapen voor (cuspate forelands) als kaap Rojo (Mexico) en kaap Canaveral (Florida), welker ontstaan gegrond schijnt op dezelfde natuurwerking, die ook bij de vorming van zandruggen optreedt.

Aan onze kusten komen deze „cuspate forelands" niet voor. Blaavandshoek in Jutland doet er een oogenblik aan denken, doch is het niet. Een voorbeeld ervan is

echter de grindpunt van Dungeness, hoewel niet uit zand bestaande en niet aan een strandwallenkust liggende. Dit voorbeeld zal hier in het kort worden behandeld (zie fig. 93).

De zuidkant der grindmassa, waaruit Dungeness bestaat, wordt aangevallen door de branding, waardoor een materiaaldrift naar de punt ontstaat. Aldaar wordt de voortstuwende kracht plotseling minder met gevolg, dat deze punt per jaar ruim 1½ m in zee groeit. De diepte vóór de punt is aanzienlijk. Aan den vorm der grindruggen is duidelijk te zien, dat de zuidkant afslaat en de oostkant aangroeit. De groei van de grindpunt van Dungeness is dus te vergelijken met de groei van een zandgolf, gelijk trouwens ook de vorm en de verschuiving naar het Oosten op een golfverschijnsel wijst. Dungeness kan dan ook beschouwd worden als een reusachtige grindribbel, die zich uiterst langzaam onder invloed eener overheerschend uit westelijke richting komende branding naar het Oosten verplaatst en onderwijl nog aangroeit.

Er moet oorspronkelijk een oorzaak geweest zijn, die een soort punt vormde en waarschijnlijk was dit een inbraak der zee door een grindbank bij Rye, waarbij aan de Rother een nieuwen, westelijken mond werd gegeven. Volgens de wetten der ribbelvorming kon de grindpunt toen verder uitgroeien en naar het Oosten verplaatst worden, zooals aan de ligging der grindruggen duidelijk is te zien.

Deze ruggen bezitten ongeveer een hoogte van ½ m en een breedte van ± 25 m. De toppen komen natuurlijk overeen met de hoogte, waartoe de hevigste stormen eener periode van naar het schijnt 20 tot 40 jaren het grind kunnen opwerpen. Zij zijn slechts uiterst schaarsch begroeid. (Fig. 94).

Een waterpassing werd door ons verricht langs den spoorlijn van Dungeness naar Lydd teneinde na te gaan of de hoogte, waartoe de golven de steenen opwierpen, vroeger geringer was dan thans. Inderdaad bleek dit het geval te zijn zooals uit fig. 93 blijkt. De lijn A B stelt een gedeelte der spoorlijn naar Lydd voor, waarlangs onder meer werd gewaterpast. Uit het feit dat de oudere ruggen lager bleken te liggen dan de nieuwe, blijkt mogelijk eene recente bodemdaling ten opzichte van den zeespiegel. Verder landwaarts van A waren de golftoppen weder iets hooger.

De hierboven gegeven uiteenzetting van de groei van Dungeness is betrekkelijk nieuw. Er bestaat een uitgebreide literatuur over (zie **114**, **204**, **27**), waarbij de groei soms wordt verklaard door aan te nemen, dat de getijstroomen hier zwakker zouden zijn dan elders, of wel den vorm eener neer zouden hebben, een en ander in verband met de ontmoeting van de getijgolf uit de Noordzee met die van het Kanaal. Het spreekt vanzelf dat dergelijke theorieën niet met de werkelijkheid overeenstemmen. Het getij is hier even krachtig als op andere plaatsen in de buurt, terwijl de stroomen niet bij machte zijn de rolsteenen (diameter 2 tot 8 cm) te doen verrollen en dus geen invloed op den vorm van Dungeness kunnen uitoefenen. De *branding* is de oorzaak voor het verplaatst worden der steenen en hierdoor wordt de vorm en de vervorming bepaald.

§ 34. INVLOED VAN HET GETIJ OP ZEEGATEN IN STRANDWALKUSTEN.

Tot de bijzondere kenmerken der zeegaten in een strandwalformatie, als die onzer noordelijke waddeneilandenkust, kunnen worden gerekend (zie fig. 96):

a. De grootste diepte wordt meestal in de lijn der eilanden gevonden, omdat de zanddrift langs de kust de zeegaten zoo smal mogelijk tracht te maken.

b. De zeegaten zijn grooter naarmate de kommen, welke zij moeten bedienen grooter oppervlak hebben en het tijverschil grooter is. Het vermogen der zeegaten hangt dus mede af van de lengte der eilanden, die hen insluiten.

c. Aan de eene zijde van het zeegat — bij ons links — heeft men gewoonlijk een „staart", aan de andere zijde een „kop". De eerste ligt binnen, de laatste buiten de algemeene kustlijn.

d. De buitendelta ligt veelal niet symmetrisch ten opzichte van het zeegat, doch verschoven — bij ons naar rechts.

e. De diepste buitengeulen worden vaak niet in het midden voor het zeegat aangetroffen — bij ons links. De ondiepste en smalste liggen vaak rechts. De rechterhelft der onderwaterdelta's is dus het droogst.

f. Naarmate de zeegaten grooter vermogen hebben, bezitten zij ook grootere onderwaterdelta's.

De oorzaken, aan welke deze formaties in en bij de zeegaten hun ontstaan te danken hebben, zijn de getijstroomen en de branding. Beide werken hier krachtig op den zandbodem in doordat deze ondiep is.

Twee belangrijke factoren zijn hierbij de *richting* van de getijvoortplanting en de *richting* van den heerschenden wind.

Dikwijls wordt nog als verklaring opgegeven voor het naar links afbuigen der geulen in de zeegaten van onze kust, dat de laagwaters links lager zouden zijn dan rechts. Deze lagere „erosiebasis" zou de oorzaak zijn, dat het water uit de rivier of zeearm het liefst naar die plaats zou trekken, waar het laagwater het laagst wegloopt, d. w. z. waar de amplituden het grootst zijn. Zoo zou de Wielingen machtiger zijn geworden dan het Oostgat onder Walcheren, het Stortemelk bij Vlieland machtiger dan het Noordgat bij Terschelling, enz.

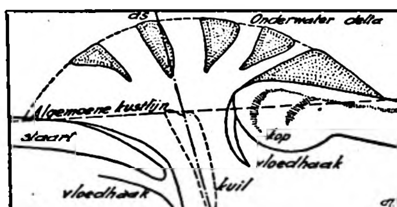


Fig. 96. Algemeene vorm van een zeegat in strandwalkusten.

In deze theorie moge een schijn van waarheid verscholen liggen, het is echter duidelijk, dat de laagwaterverschillen in zee over zoo'n betrekkelijk geringen afstand als een riviermond beslaat, niet veel kunnen verschillen. In de Duitsche Bocht beoosten Texel is dit verschil in laagwater zelfs juist in andere richting, terwijl toch ook daar de riviermonden naar het Westen afbuigen.

Anderen hebben aan de aarddraaiing een overwegende rol willen toekennen en uit de wet van v. Baer, die zegt dat de stroomen op het noordelijk halfrond zooveel mogelijk rechts willen houden, willen afleiden, dat de linksche afbuiging onzer stroomen een gevolg zou zijn van de krachtig uitschurende werking van den vloed. Het is echter aantoonbaar, dat de eb veelal krachtiger op den bodem inwerkt dan de vloed en dat de uit de aardrotatie voortvloeiende krachten niet bijzonder groot zijn.

De theorie van Jessen (**92**, 1922) is, hoewel eenigszins vaag, in den grond juist, althans in zooverre zij wijst op de voortplantingsverschillen van het getij in de monden. De hoofdreden voor het naar links afwijken van onze zeegatstroomen moet niet in de erosiebasis of in aarddraaiingsinvloeden worden gezocht, doch *in de voortplantingsrichting en in de voortplantingssnelheid van het getij in zee.* Komt het getij uit het Zuiden, dan bevinden de hoofdafvoerwegen zich aan de zuidzijde, komt het uit het Westen, dan zijn zij aan de westzijde, enz.

Dit kan als volgt gemakkelijk verklaard worden met behulp van de zoogenaamde „wisselstroomtheorie", welke schrijver dezes in 1931 opstelde en sindsdien aan een zoo ruim mogelijke toetsing op de benedenrivieren onderwierp, doch waarvoor nog

geen gelegenheid bestond die te publiceeren. De getijstroomen worden daarbij opgevat als wisselstroomen, waarop wetten analoog aan die van Ohm en Kirchhof van toepassing zijn. Hoewel hier niet diep op deze berekeningsmethode ingegaan kan worden, moge het volgende eenvoudige voorbeeld deze wisselstroomtheorie eenigszins verduidelijken (zie daarvoor fig. 97).

De takken A C en B C stellen twee monden van een rivier voor.

In A is het getij eerder dan in B of C. Stelt men de getijlijnen van de punten A, B en C dus voor op één tijdas, dan ligt de getijlijn voor C dichter bij die van B dan bij die van A. Het horizontaal geharceerde oppervlak is natuurlijk kleiner dan de som van het verticaal en het horizontaal geharceerde samen, hetgeen wil zeggen, dat de verhangen tusschen A en C, *zoowel voor eb als voor vloed* grooter zijn dan tusschen B en C.

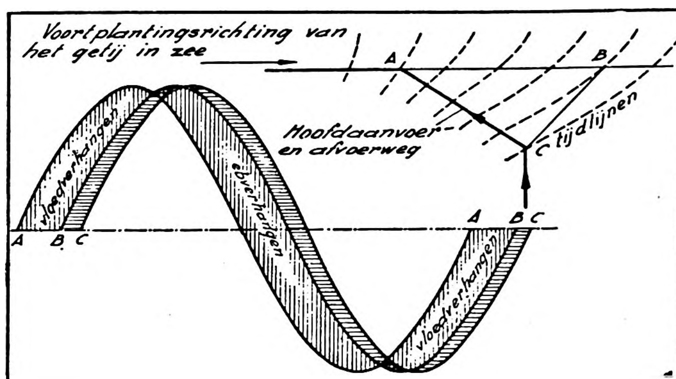


Fig. 97. Schema van de getijvoortplanting in een dubbelen mond.

Daar deze verhangen het „motorisch oppervlak" vormen en de stroomsterkten verwekken, is het duidelijk, dat A C zoowel voor eb als voor vloed de voorkeur bezit boven B C. Anders uitgedrukt: het gradiënt is voor tak AC veel grooter dan voor tak B C.

Het oppervlak tusschen de getijlijnen van twee stations wordt door mij het „motorisch oppervlak" genoemd. Het is een merkwaardig vlak, omdat het zoowel de voortplantingssnelheid van de getijgolf als de verhangen voorstelt. Er bestaat dus een uiterst nauw verband tusschen de voortplantingssnelheid en de verhangen en daardoor ook tusschen de voortplantingssnelheden en de stroomsnelheden. Dit kan worden uitgedrukt als volgt: *Indien in een stroomgeul de voortplantingssnelheid gering is, zijn de stroomsnelheden er betrekkelijk groot* en omgekeerd.

Deze regel was reeds in 1916 door den te vroeg verscheiden Ingenieur van den Rijkswaterstaat J. J. CANTER CREMERS langs meer wiskundigen weg afgeleid.

De figuur geeft de verhangen voor het geval dat de amplituden van A, B en C gelijk zijn (gelijke hoogwaters, gelijke laagwaters). Stel, dat het tijverschil van B 10 % grooter is dan voor A, dan wordt hierdoor het geharceerde oppervlak tusschen de getijlijnen van A en B nog slechts zeer weinig grooter, alleen de phase van de verhangkromme verandert iets en daardoor ook de phase van de stroomkromme.

Noemt men de voortplantingstijden $T_{ab} = 40$ minuten, $T_{ac} = 50$ minuten en $T_{bc} = 10$ minuten, dan verhouden, wanneer de lengten AC en BC gelijk worden gedacht, de vermogens zich als 7 : 3. Op deze berekeningen zal hier niet verder worden ingegaan.

Eenige algemeene opmerkingen kunnen nog als volgt zonder berekeningen worden afgeleid (zie fig. 97).

a. In een diepe kustzee zal de voorplantingstijd tusschen A en B gering zijn. Daardoor zullen de motorische oppervlakken van A C en B C dus betrekkelijk weinig

in grootte verschillen. Men zal de afbuigende neiging van riviermonden naar de zijde vanwaar het getij komt derhalve voornamelijk bij ondiepe kusten aantreffen.

b. Ligt C ver landwaarts m.a.w. zijn de voortplantingstijden in A C en B C groot ten opzichte van die in zee over A B, dan verschilt het motorisch oppervlak voor A C niet veel met dat voor B C en zal men ook voor dat geval slechts een gering vermogensverschil der geulen kunnen verwachten.

c. Hetzelfde valt op te merken voor het geval, dat de afstand A B klein is. In wijde, korte monden zal het verschijnsel der overheersching van de eene richting dus sterker optreden dan in nauwe.

d. Ligt C ver het land in, doch nog binnen het bereik van de getijgolf, dan kan de afstand A B eveneens groot worden. Men denke hier bijvoorbeeld in verband met de opvatting van sommige oudheidkundigen, dat de Schelde vroeger via de Striene een verbinding moet hebben gehad met de Maas, aan een vroegeren Scheldemond bij Brielle en tevens aan die bij Vlissingen met het punt C liggende bij Bath. Voor een dergelijk geval is het amplitudeverschil tusschen Vlissingen en Brielle ook van invloed, doch het phaseverschil tusschen beide plaatsen blijft de overheerschende factor, zoodat de mond bij Vlissingen verre de voorkeur zou verkrijgen boven die bij Brielle.

e. Ligt C nog verder landwaarts en buiten het bereik van het getij, dan speelt de bovengenoemde invloed der getijbeweging in zee geen rol meer op deze splitsing. Een verplaatsing van den hoofdmond van den Rijn van het Vlie naar Katwijk met Utrecht als zwaaipunt, zooals onderzoekers der oudheid wel aannemen, kan dan ook niet op deze wijze worden verklaard. Iets anders is natuurlijk als in het Zuiden door storm of andere oorzaken een nieuw zeegat ontstaat, waardoor zich een riviertak kan uitstorten die grooter gemiddelde verhangen heeft dan de oude. Dit is dan geen kwestie, welke op een getij-oorzaak is terug te voeren.

f. Aannemend, dat de Hoofden gesloten werden en het getij van Texel af dus zuidwaarts zal loopen, moet de uitstrooming uit onze zuidelijke riviermonden anders worden. De hoofdgeulen zouden een noordwaartsche richting verkrijgen. Evenwel staat hiertegenover, dat de voortplantingssnelheid langs onze westkust zou toenemen en het tijverschil, in verband met de trechterwerking, naar het zuiden evenals thans zou toenemen. Deze twee factoren zouden den noordelijken uitloop tegenwerken.

Bij lagere zeestanden dan thans zou de invloed der getijgolf uit de Hoofden op onze kusten anders gewijzigd worden dan die der getijgolf uit het Noorden. Immers de diepten verschillen voor de voortplantingswegen dezer beide golven.

g. Een verandering in den bestaanden scheeven uitloop onzer riviermonden en zeegaten zou in de toekomst feitelijk alleen kunnen optreden tengevolge van een verdieping of verondieping onder onze kusten. Andere factoren, welke er invloed op zouden uitoefenen, zijn moeilijk denkbaar. Bij verdieping zal de linksche neiging tot uitstrooming iets minder worden, omdat de voortplantingssnelheid langs de kust daarbij zal toenemen.

h. Indien meerdere geulen in den buitenmond voorkomen, zullen deze dikwijls een afdalende reeks vertoonen, wat het vermogen betreft.

Zet men (fig. 98, 99) de phase voor de buitenmonden op een tijdas uit en ligt de phase van punt C daarbij ver naar rechts, dan worden de tijden voorgesteld door

de afstanden 1C, 2C, 3C ...... en daarmede ook de motorische krachten der geulen.

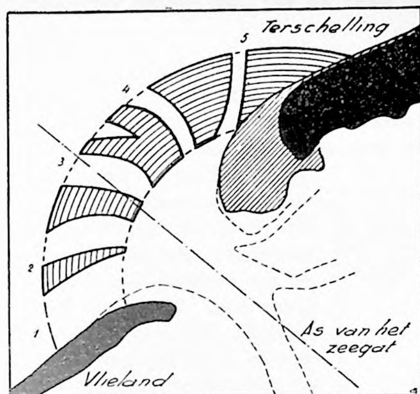


Fig. 98. Schema van de geulen eener buitendelta. (Zeegat van het Vlie.)

Deze worden regelmatig kleiner, zoodat ook de geulen van links naar rechts kleiner worden. Ligt C echter tusschen 2 en 3, dan zijn de geulen 2 en 3 kleiner dan de anderen. In dat geval zijn de rechtsche geulen grooter dan de middelsten. Voor het Vlie ligt C tusschen 4 en 5, zoodat geul 5 C een zoogenaamd wantij is. Onder wantij wordt hier verstaan een geul, waarin de stroomen sterk in phase verschillen

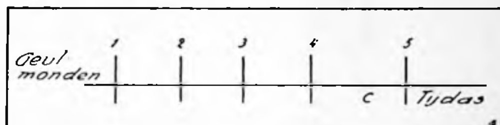


Fig. 99. Schema van tijden (phaseverschillen) voor de buitenmonden van getijgeulen.

met die in de naburige wateren. In den grond is dit hetzelfde als het begrip „wantij" achter een waddeneiland.

i. De phaselijnen van het getij staan gewoonlijk niet loodrecht op de kust. Bij de zeegaten ondergaan zij sterke vervormingen, in den geest zooals fig. 100

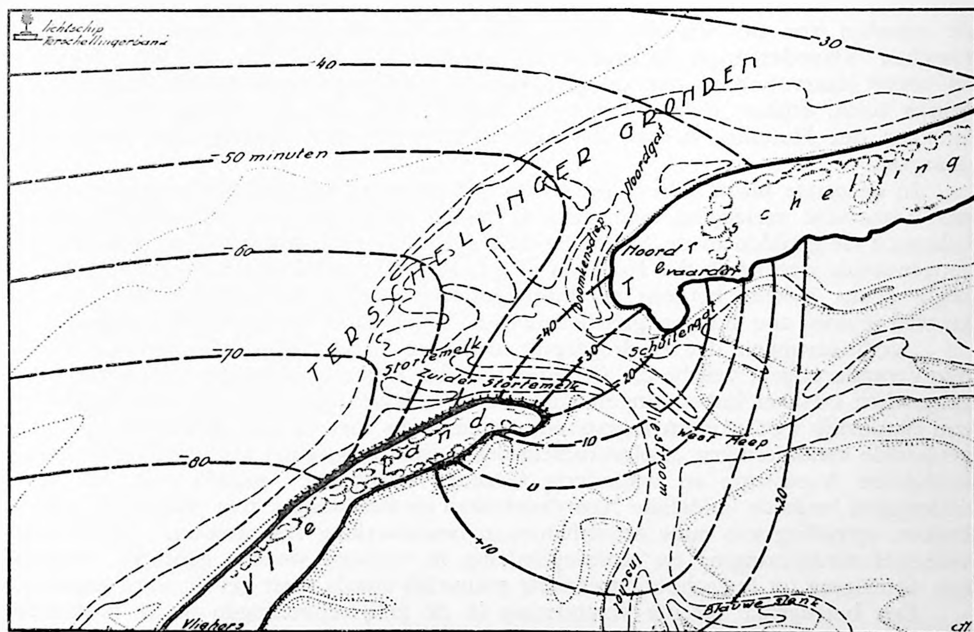


Fig. 100. Voorbeeld van de ligging der tijdlijnen voor het M_2-getij bij het zeegat van het Vlie. (Verschillen van de $\varkappa$-getallen ten opzichte van West-Terschelling.)

aangeeft (zeegat van het Vlie). Op de plaatsen waar de phaselijnen dicht bij elkaar liggen heerschen betrekkelijk krachtige stroomen, waar zij ver van elkaar verwijderd zijn zwakkere.

j. Door den voornamelijk uit het Westen komenden golfslag (zie fig. 101), worden de zandplaten tusschen de geulen om de oost gezet. Hierdoor verplaatsen ook de geulen zich dikwijls van west naar oost. De zwakkere, oostelijke geulen worden het gemakkelijkst op zij gedrukt, niet alleen omdat deze minder weerstand bieden, doch ook omdat zij in gebieden liggen met veel en hooggelegen zand. De door de branding veroorzaakte zandverplaatsing op de buitendelta manifesteert zich door het medezwaaien der geulen, schoksgewijs. Zandbanken trekken oostwaarts en verheelen (vereenigen) zich af en toe met de westzijde (Kop) van het oostelijk eiland. Op deze wijze groeit een kop westwaarts, meestal tijdelijk, soms ook blijvend.

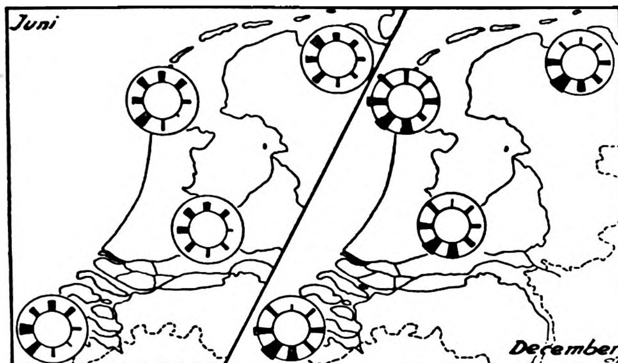


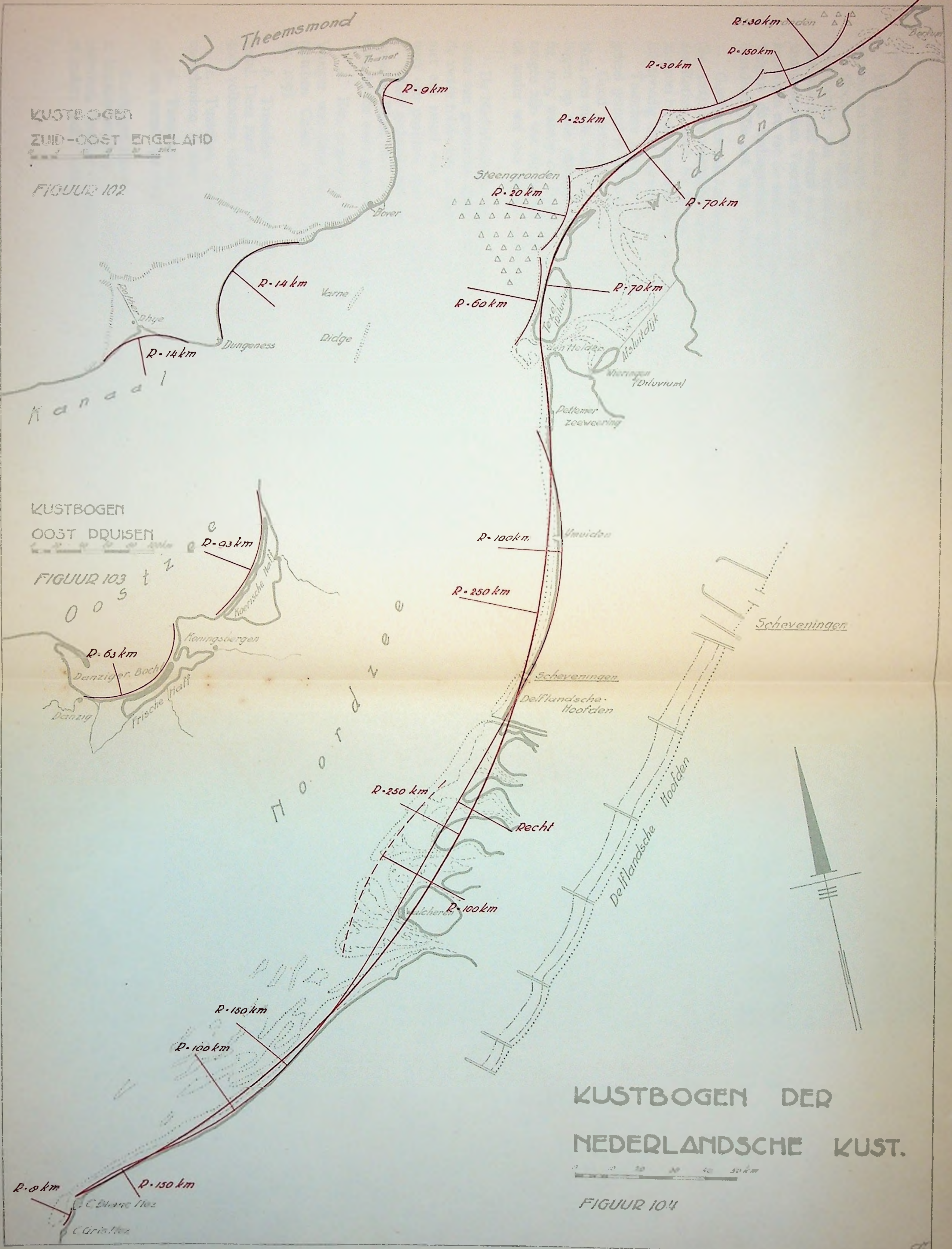
Fig. 101. Windrozen voor Nederland voor Juni en December.

JESSEN (**92**, 1922) meent te kunnen aantoonen, dat de monden van de Schelde, Maas, Rijn en van alle overige rivieren en zeegaten tusschen Vlaanderen en Jutland in historischen tijd naar links werden verplaatst en neemt daarvoor aan „dass die Gezeiten der Nordsee, sowohl der Richtung als der Starke nach, früher anders waren als heute". Dit zou een gevolg zijn van het ontstaan der Hoofden, terwijl het verleggingsproces der monden nog steeds zou doorgaan.

In de eerste plaats schijnt het te ver gezocht voor alle genoemde riviermonden een historische verlegging naar links te willen aantoonen en in de tweede plaats behoeven de getijden in de Noordzee daar geenszins voor veranderd te zijn. Dat de zoogenaamde doorbraak der Hoofden — gesteld dat deze slechts korten tijd geleden heeft plaats gehad, hetgeen als buitengesloten moet worden beschouwd — nog grooten invloed zou hebben gehad beoosten Texel, moet ook ontkend worden.

„Veränderungen der Hydrographie und der Landumrisse müssen eine Folge der Veränderungen, welche die Gezeiten vor der Küste Ostfrieslands in junger Vergangenheit erfahren haben, angesehen werden". (JESSEN, **92**, 1922, blz. 79). Hiermede kan natuurlijk niet worden ingestemd, evenmin als met de gevolgtrekking, dat alle genoemde veranderingen „Folgeërscheinungen einer langsamen, auch heute noch kaum beëndeten Anpassung an veränderte Gezeitenverhältnisse" zouden zijn. De veranderingen langs de zuidelijke Noordzeekusten moeten veeleer met plaatselijke doorbraken, opvulling van oude zee-inhammen, bochtwerking van stroomen met daarop volgende terugspringing en zeespiegelrijzing in verband worden gebracht, waarbij aan de neiging tot linksche uitstrooming natuurlijk steeds meer gevolg werd gegeven.

Een belangrijke recente verandering in de getijverhoudingen in de Noordzee vóór onze kusten is tot nog toe volslagen onbewezen.



Theemsmond
Thanet
R=9km
KUSTBOGEN
ZUID-OOST ENGELAND
FIGUUR 102
Dover
R=14km
Varne
Ridge
Rhye
Dungeness
R=14km
Kanaal
KUSTBOGEN
OOST PRUISEN
FIGUUR 103
R=93km
Oostzee
Koerische Haff
Koningsbergen
R=63km
Danziger Bocht
Frische Haff
Danzig
Noordzee
R=30km
R=150km
R=30km
R=25km
Wadden Zee
Steengronden
R=20km
R=70km
R=70km
R=60km
Texel (Diluvium)
Den Helder
Afsluitdijk
Wieringen (Diluvium)
Pettemer Zeeweering
R=100km
Ymuiden
R=250km
Scheveningen
Delflandsche Hoofden
Scheveningen
Delflandsche Hoofden
R=250km
Recht
R=100km
Walcheren
R=150km
R=100km
R=8km
R=150km
C. Blanc Nez
C. Gris Nez
KUSTBOGEN DER
NEDERLANDSCHE KUST.
FIGUUR 104

§ 35. KUSTBOGEN.

Een algemeene en kenmerkende uitwerking van golfslag en stroomen is het vormen van kustbogen. Deze vindt men langs alle stranden waar zand of grind voorkomt.

Slechts weinigen zullen niet getroffen worden door de bijzonder regelmatige boogvormen van verschillende buitenlandsche en binnenlandsche stranden. Een fraai voorbeeld vormt onze Hollandsche kust; de gladde, strakke kustlijn doet haast kunstmatig aan. Vooral uit de lucht krijgt men een goed overzicht van de verschillende kustbogen en van de andere merkwaardige vormen, die de zee uit het zand modelleert. Volgens de hydrografische kaarten kunnen zij het best door cirkelbogen worden benaderd (Zie ook EUG. DUBOIS, **53**, 1910).

Goed gevormde kustbogen worden b.v. aangetroffen ter weerszijden van Dungeness (fig. 102). De westelijke vertoont bij hoogwater een onregelmatigheid bij den mond der Rother, doch bij laagwater is de boog reeds „af". De tegenwoordige kwelder-aangroei bij den genoemden mond doet vermoeden, dat ook de lijn van H. W. betrekkelijk spoedig den zuiveren boogvorm zal bezitten.

Tusschen Deal en Thanet wordt een boog gevormd, welke eveneens nog niet geheel gereed is. Hier bevond zich de vroegere zuidelijke mond der Wantsum.

Goed gevormde bogen worden ook gevonden tusschen Gris Nez en Blanc Nez, een oude van 2 km en een huidige van 6 km straal (zie fig. 64). Feitelijk komen bogen op alle plaatsen voor waar alluviale kustafzettingen zijn, zie bijvoorbeeld fig. 103, waarop de Pruisische Nehrungen werden afgebeeld. Kustbogen en landtongen zijn wat dit betreft nauw verwant, het verschil is alleen, dat de een niet en de ander wel een lagune of haf binnensluit.

De Nederlandsch-Vlaamsche kust tusschen Blanc Nez en Texel bezit een boogvorm van grootsche allure met een straal van ongeveer 250 km. Men zie hiervoor de zware roode lijn in figuur 104. Verder noordwaarts is een *negatieve boog* aanwezig met een straal van ± 70 km, vervolgens tusschen Ameland en Borkum of Juist weer een positieve met een straal van rond 150 km.

Meer gedetailleerd deze kust beschouwend merkt men op, dat de groote boog tusschen Blanc Nez en Texel vrij veel afwijkt van de werkelijke kust. De dunne roode lijn, die de ware gedaante zoo goed mogelijk volgt is als volgt samengesteld:

a. Een negatieve boog, R = 150 km, van kaap Blanc Nez tot Duinkerken. Vroeger was deze kust ook positief gekromd, doch sinds de laatste eeuwen is er tusschen Calais en Duinkerken een geringe aangroeiing geweest (**16**, 1931, fig. 109).

b. Tusschen Duinkerken en Oostende een positieve boog van ± 100 à 150 km straal. Deze kust is hier vastgelegd met vele kribben en keermuren, waardoor thans geen volkomen vloeiend verloop aanwezig is.

c. Tusschen Westkapelle en de Delflandsche Hoofden, waar de kust sterk onderbroken is door onze zuidelijke zeegaten, een recht gedeelte.

d. Tusschen de Delflandsche Hoofden en de Pettemer zeewering een boog met een straal van rond 100 km.

Kustbogen zijn een te algemeen voorkomend verschijnsel om als toevallig opgevat te kunnen worden. Zij worden gevormd tusschen punten van weerstand biedend materiaal, hoofden of kapen genaamd, terwijl het minder weerstand biedend zand of andere zachte substantie door den zeeaanval wordt *uitgeschulpt*. Indien deze sub-

stantie homogeen is, is de boog zeer regelmatig. *Een onregelmatigheid in een kustboog duidt op onvolgroeidheid, op heterogeen kustmateriaal, op onregelmatige strooming bij een riviermond of dergelijke.*

Het zeewaartsche uitbuiken van de kust tusschen Westkapelle en Hoek van Holland moet op rekening worden gebracht van de vele machtige zeegaten aldaar. Ook zou als verklaring kunnen worden gegeven, dat de kust hier in bijzondere mate beschermd wordt door de hooge zandbanken, die er voor gelegen zijn, doch dit laatste is hoofdzakelijk weder een gevolg van het eerste.

Het is een algemeen verschijnsel, dat de aan de lijzijde van een zeegat gelegen „koppen" (zie fig. 96) buiten de algemeene kustlijn uitsteken als gevolg van de bescherming, die de stroomingen in het zeegat en de daarmede in verband staande buitenbanken bieden. Het zand der banken dat tegen deze koppen wordt gedreven heeft zelfs Texel, de Beer of Hoek van Holland, Goeree en Voorne naar het Zuidwesten doen groeien (zie bijvoorbeeld fig. 105).

Het bankengebied aan de Zeeuwsch-Zuidhollandsche eilandenkust is als *één lang- gestrekte of samengestelde buitendelta* te beschouwen, waarvan de buitenkant een boog bezit van ongeveer 100 km. Men zie hiervoor de ligging der 5 m dieptelijnen op de hydrografische kaarten. In verband met de niet abnormaal sterke stroomsnelheden in de zuidelijke zeegaten, is de breedte dezer lange onderwaterdelta niet grooter dan die der delta's benoorden den Helder.

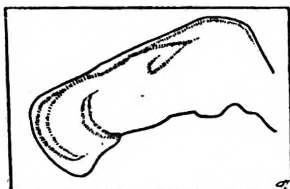


Fig. 105. Groeilijnen van de kop van Goeree.

De „vaste punten" van de kustbogen bezijden Dungeness (fig. 102) zijn de kliffen van Hastings en Folkestone, terwijl de punt van Dungeness zelf niet door den grooten weerstand van het materiaal op zijn plaats blijft, doch door een andere, reeds hiervoor beschreven oorzaak, zelfs aangroeit.

De vaste punten van den boog bij Wissant zijn Gris Nez en Blanc Nez, terwijl die van den grooten Vlaamsch-Hollandschen kustboog (r = 250 km) gevormd worden door *Blanc Nez* en *Texel.*

Niet alleen langs kusten vindt men bogen, ook langs rivieren en zeearmen, tusschen kribben of nollen, doch dan natuurlijk op veel kleinere schaal en onder den invloed der kopwerking van de kribben eenigszins gewijzigd van vorm (fig. 106).

Nadat de pijlen der kustbogen een bepaalde maat hebben bereikt, neemt de

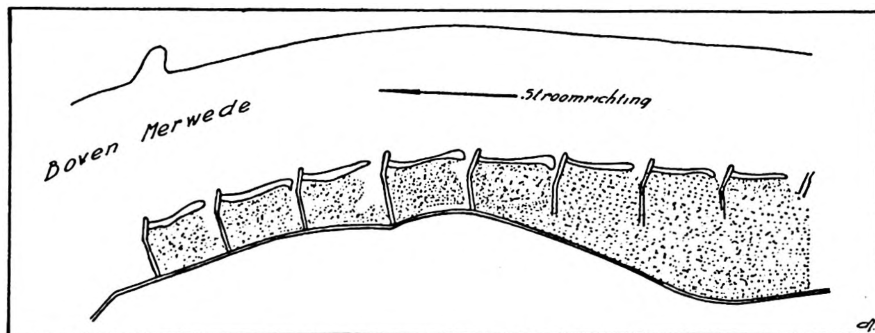


Fig. 106. Oeverlijnen tusschen de kribben van rivieren.

VLIELAND
Situatie in de jaren:
1688, 1722, 1756, 1795, 1898, 1933
—— Bestaande dijken, strandverdedigings- en oeverwerken
---- Bestaande stuifdijken
---- h.w. 1688
---- h.w. 1722
---- h.w. 1756
---- h.w. 1795
---- strandmeting 1933
0 1 2 3 4 5 km
FIGUUR 108

Oost Vlieland
Vuurduin
Haven
Vlianens Vallei
Meeuwen vallei
Kroonpolder
West Vlieland
Reddingshuisje
Vliehors
EIERLANDSCHE GAT

kp. Skagen (landtong)
Hirtshals
Rubjerg Knude
Lønstrup
Hanstholm
Agger Tange
Nissum Bredning
Bovbjerg
Nissum fjord
Ringkøbing fjord
Blaavands Hoek
Esbjerg
Noord Friesche Eilanden
0 10 20 30 40 50 km
WESTKUST VAN DENEMARKEN EN SLEESWIJK
Vast punt
FIGUUR 109

Den Helder
Nieuwe Diep
Huisduinen
1571 is opgenomen door Adrianus Anthony
1866 is opgenomen door den opzichter
van de Waterstaat C. v. d. Sterr.
Samengesteld op last van Ged.
Staten van Noord-Holland, naar
de oorspronkelijke kaarten, door
—— toestand 1571
—— toestand 1866
0 500 1000 1500 2000 2500 m
DE KOP VAN NOORD-HOLLAND
Toestand 1571-1866
FIGUUR 107

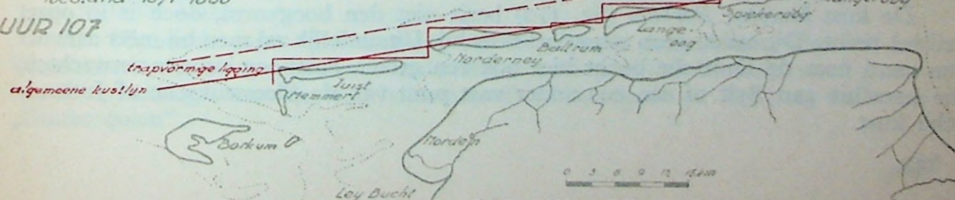


Fig. 107—110.

uitholling niet meer toe. „De zee knaagt met een mond van een bepaalde straal”. Omgekeerd zal een inham door zand kunnen worden opgevuld totdat een boog gevormd is, waarvan de opvulling niet verder toeneemt. Vergrooting van den pijl kan optreden indien de zeebodem vóór den boog dieper wordt of de golfslag en zeestroomen krachtiger.

Kust- of oeverbogen behoeven natuurlijk niet zuiver cirkelvormig te zijn, zelfs niet als het materiaal over de geheele booglengte homogeen is. Essentieel zijn de geleidelijke richtingsveranderingen. Denkbaar is bijvoorbeeld, dat, indien de windrichting scheef op de kust staat, het linkerdeel van een boog een andere kromming bezit dan het rechterdeel.

Vergelijkt men de bochten van Wissant en Dungeness-Folkestone met die van Vlaanderen-Holland, dan blijkt dat voor het zuidwestelijk gedeelte van de drie bochten zandbanken liggen. Het noordoostelijk gedeelte bezit deze bescherming niet, hetgeen in verband te brengen is met de minder luwe plaats.

Het natuurlijk noordelijk „vaste punt” van den grooten Vlaamsch-Hollandschen kustboog, het diluviale Texel, is niet bijzonder vast. Gaat deze „Kaap” achteruit — hetgeen, historisch gesproken, nog lang kan duren — dan zullen de aansluitende kusten moeten volgen, tenzij men kunstmatige vaste punten schept als bij Petten en op Vlieland. Het negatief gekromde kustgedeelte Texel-Terschelling nam oorspronkelijk voor onze kust dus een *sleutelpositie* in. Indien Texel afslaat zullen de vaste punten bij Petten en op Vlieland de taak der sleutelpositie meer en meer op zich moeten nemen.

Op deze plaatsen zijn groote gebieden door afslag verloren gegaan. Fig. 107 geeft bijvoorbeeld aan hoe tusschen 1571 en 1866, dus in ongeveer 3 eeuwen, een strook land van 2000 m breedte bij Huisduinen is afgeslagen. Fig. 108 geeft de afslag van het eiland Vlieland te zien, dat eveneens sterk aan de zeezijde afnam. De kust van Texel zelf ging in de laatste eeuwen betrekkelijk weinig achteruit; de zuidwestkop groeide zelfs aan. Dit is te danken aan den beschermenden invloed van de groote onderwaterdelta van het Marsdiep, terwijl het diluviale Eyerlandsche rif, een oude erosiestoep, ook het hare zal hebben bijgedragen de zeeaanval te weren en de kust van Texel te bestendigen.

Dezelfde beschermende eigenschappen bezitten ook de delta’s voor het Zeegat van het Vlie en alle andere. Hoe langer de eilanden, dus hoe ruimer de wadkommen, des te machtiger de zeegaten en ook des te grooter de onderwaterdelta’s en de daarmede geboden bescherming.

Indien de waddeneilandenkust in haar geheel terug week, zouden de onderwaterdelta’s natuurlijk meegaan. Zij hebben dus een secundaire, geen primaire functie.

Een primaire functie schijnt, behalve de negatieve kustboog bij Texel, en het daarvoor liggende Eyerlandsche rif, ook de kust bij Borkum (of Juist) te bezitten en het is opvallend, dat ook hier de gronden evenals bij Texel steenen aan de oppervlakte hebben (Borkumer rif). Tevens kan de „onderwaterdelta” van den Eemsmond hier een beschermende rol hebben vervuld. Borkum is thans op kunstmatige wijze vastgelegd en deze kunstmatige „kaap” wekt meer vertrouwen dan een diluviale kern.

De kust *beoosten Borkum* (fig. 110) bezit niet den boogvorm, doch is in opzet vrijwel recht. Dit maakt geen essentieel verschil. Uiteindelijk zal men bij meer aanvoer van zand naar de Duitsche bocht hier ook een groote kustboog kunnen verwachten, die aansluit aan Sylt of aan een ander vast punt van de Sleeswijksche of Jutlandsche kust.

Door de zeegaten voor de Oostfriesche kust met de daarvoor gelegen onderwaterformaties verkrijgen de eilanden ook hier hun „koppen" en „staarten", hetgeen tot gevolg heeft, dat de buitenzijden trapsgewijs ten opzichte van elkaar verspringen. De grootte der „optrede" houdt verband met de „aantrede" (lengte van het eiland), omdat de zeegaten en onderwaterdelta's daarmede verband houden. Men zie ook de onlangs verschenen studie van JANSSEN (87, 1933) en die van GAYE en WALTHER (72, 1935).

Kleine eilanden als Rottum, Borkum, Wangeroog en Trischen (of Buschsand) bezitten den barchaan- of sikkelduinvorm; Borkum is eigenlijk een dubbele barchaan. Deze gelijkstroomformatie ontstaat natuurlijk onder invloed van den eenzijdigen druk uit zee (zie fig. 111).

De westkust van Jutland is een voorbeeld eener kust waarbij de zee landmaterialen aantast. Het afslijpsel wordt in baaien of in landtongen afgezet, terwijl de meest weerstand biedende kernen de kapen vormen, waaraan de kustbogen en landtongen als het ware zijn opgehangen (fig. 109).

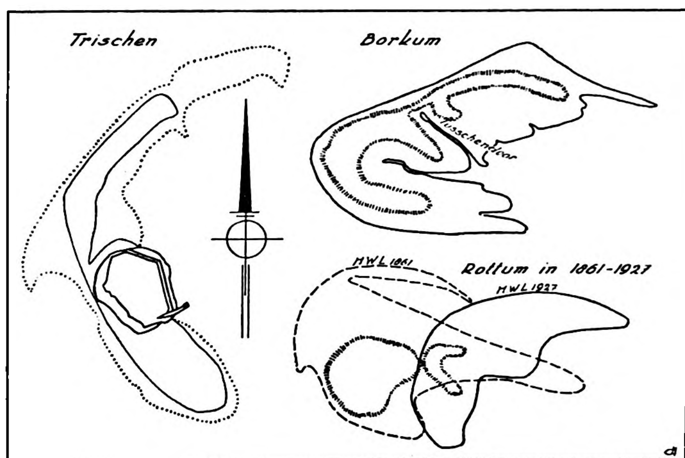


Fig. 111. Barchaanvormige waddeneilanden.

Uit de hiervoorgaande opmerkingen kan worden afgeleid, dat een vrij aanzienlijke verandering in onzen kustvorm zou kunnen worden verwacht, indien de zuidelijke zeegaten door aanslibbing geheel of gedeeltelijk zouden verdwijnen. Er zou dan een strook van vele kilometers breedte van de Zeeuwsche en Zuid-Hollandsche eilanden worden afgeschaafd, *tenzij* de mensch deze kust met behulp van steenbeloopen en hoofden ging vasthouden. Voorts zou eenigen afslag kunnen worden voorspeld voor de Waddeneilanden, indien de Wadden zouden worden opgevuld. Evenwel is hiervoor de kans in de eerste eeuwen vrijwel uitgesloten.

Eenige veranderingen zijn ten slotte te verwachten nabij den mond van den Rotterdamschen Waterweg, waar het in den loop der ontwikkeling ligt, dat zich voor dezen kunstmatigen mond een natuurlijke onderwaterdelta zal vormen, terwijl die voor de Brielsche Maas tegelijk met deze rivier zelf zal verdwijnen. Voor de verdediging der kust van Delfland zou een groote onderwaterdelta bij Hoek van Holland zeker gunstig zijn. Voorne zal zich verder aanpassen aan den mond bij Hellevoetsluis.

§ 36. WAARSCHIJNLIJKE VERANDERING DER KUSTEN SINDS DEN ROMEINSCHEN TIJD.

A. *Vlaamsche kust.* De veenlaag van ongeveer 1 meter dikte, die zich in het Vlaamsche kustgebied ± 3 meter onder het terreinoppervlak bevindt, werd gevormd op de scheiding van het oud-holoceen of „Flandrien" en het jong-holoceen of „Dunkerquien".

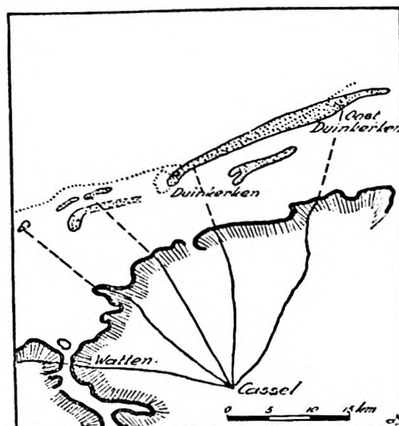


Fig. 112. Romeinsche wegen onder jonge opslibbingen (BRIQUET).

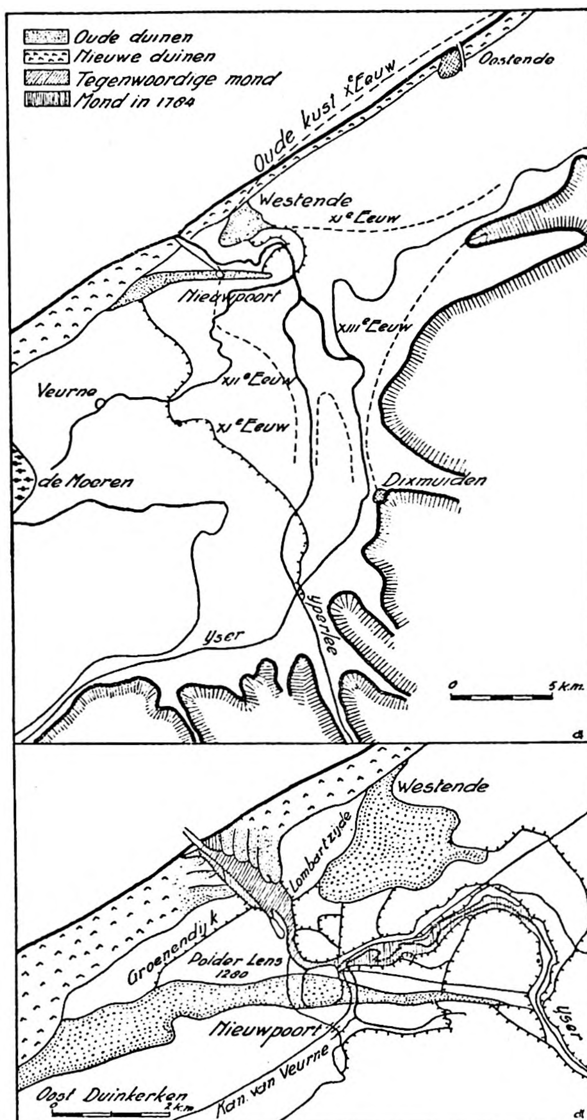


Fig. 113. De ontwikkeling van den mond der IJser (BRIQUET).

Vóór de vorming dezer veenlaag kunnen de zeestanden dus ongeveer 3 m (of meer) lager worden gesteld dan thans. Een veenlaag op soortgelijke, meestal iets grootere diepte, wordt ook in het lage deel van ons land op vele plaatsen aangetroffen. De basis van dit veen ligt dan op 4 à 6 m — N. A. P. (POLAK, **139**, 1929, FABER, **64**, 1933, WILDVANG, **208**, 1936).

De tijd, waarop de veenlaag door de zee overstroomd werd, is volgens BRIQUET vrij zuiver te bepalen op ongeveer 400 na Chr. De voor de Romeinen vluchtende Menapiërs verborgen zich volgens Caesar in de moeraswouden achter de kust, terwijl ook STRABO van deze bosschen spreekt, waaraan het veen zijn ontstaan zou danken.

Behalve de oude beschrijvingen, bezit men nog een betere aanduiding in de ligging der Romeinsche wegen, die uit Kassel als middelpunt naar de kust gingen over het veen.

Deze wegen (zie fig. 112) zijn gedeeltelijk bedekt met de mariene afzettingen van de laatste zeerijzingsperiode, welke in België en Frankrijk, „dunkerquien" wordt genoemd. Vondsten van Romeinsche munten e.d. zouden erop duiden, dat deze wegen nog tot in de 4e eeuw na Chr. begaanbaar zijn geweest (BRIQUET, **16**, 1931, blz. 360 e. v.).

Reeds vóór de overstrooming moet de Vlaamsche kust uit zand hebben bestaan en waarschijnlijk duinen hebben bezeten, omdat er ook toen een zandige, ondiepe zeebodem zal zijn geweest. Na de overstrooming werden deze duinen waddeneilanden. Dit zal niet plotseling zijn gegaan, daar de riviertjes hier monden moeten hebben bezeten, waardoor het water steeds in en uit kon stroomen. De plantengroei zal langzamerhand door het toenemende zoutgehalte gedood zijn. De resten van deze oude duinen heeft BRIQUET nagespeurd. Fig. 113 geeft van de resultaten dezer onderzoekingen een enkel voorbeeld.

Links van den in deze figuur afgebeelden IJsermond is de „staart" van het eiland, dat zich tusschen Nieuwpoort en Duinkerken moet hebben uitgestrekt; rechts is de „kop" van het volgende, gelegen tusschen Westende en de Haan of tusschen

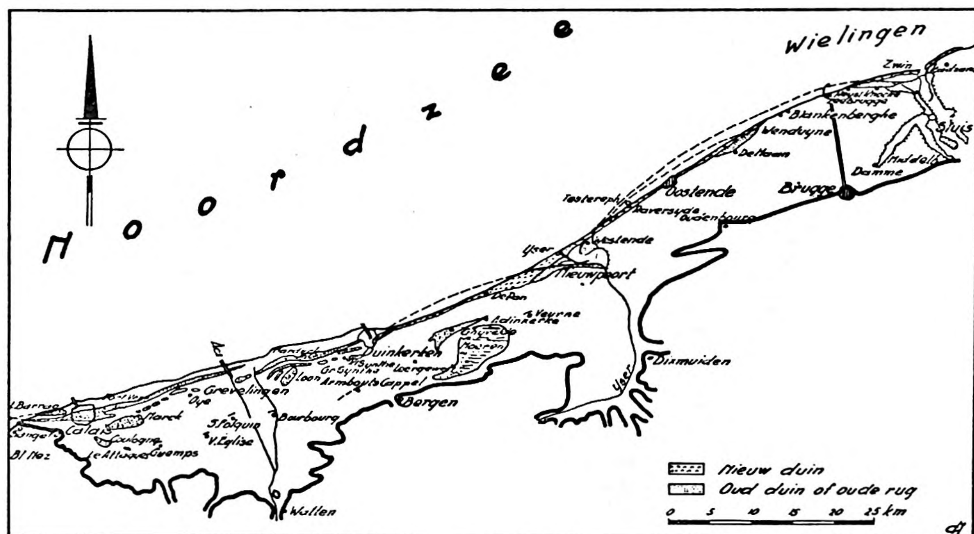


Fig. 114. Oude kusten in Vlaanderen volgens BRIQUET.

Westende en Knocke. De buitenkanten dezer eilanden werden naderhand afgeschaafd, terwijl zich langs de nieuwe kust de jonge duinen vormden. Ten Noorden van Westende zag ik in 1935 op het strand de kant van een blootgespoelde kleiveenlaag, welke in de richting van de door BRIQUET geteekende stippellijn liep.

In fig. 114 werden de onderzoekingen van dezen deskundige, voor wat betreft de Vlaamsche kust, overzichtelijk weergegeven. De resten der oude duinen geven nog heden een beeld van de ontwikkeling van een waddeneilandenkust tot een normale duinkust, nadat de wadden waren opgevuld en de zeegaten verdwenen.

WILDVANG (208, 1936) leidt uit boringen op de Oostfriesche Wadden en Waddeneilanden af, dat het oorspronkelijk oppervlak van het oud-alluvium lag op 0,93 m beneden den gemiddelden zeestand, dus ± 2½ m beneden maaiveld. Dit oppervlak werd volgens hem bewoond en bebouwd, tot aan het oogenblik, dat de Noordzee met „katastrophaal geweld" naar binnen brak. Dit laatste moet men niet opvatten als een moderne dijkdoorbraak, omdat het zoete water vrij zeewaarts en het zeewater dus ook vrij landwaarts kon stroomen. Het zal wel meer als een gevolg

van een toename in grootte der vloedkommen te beschouwen zijn, waarbij deze laatste zich door zeespiegelrijzing en veenvernietiging steeds uitbreidden.

B. *De Engelsche kust der oudheid.* Voor de volledigheid wordt hierbij een kaartje (**84**, 1924) overgelegd van de vroegere Engelsche kust, dat echter niet de hoedanigheden bezit van BRIQUET'S kaart voor de Vlaamsche. Met de oude kusten van fig. 115 worden de *zeer oude* opgeheven stranden bedoeld.

Van belang voor ons is de zuidooskust. De grindpunt van Dungeness is natuurlijk jong. In Romeinschen tijd lag hier de haven „Portus Lemanae". De kliffen van Folkestone en Dover worden als niet afgeslagen geteekend. De Wantsum, het kanaal tusschen Thanet en den vasten wal werd na Romeinschen tijd met alluviale stoffen opgevuld. De noordkust van Kent sloeg af. Dit laatste geschiedt thans nog, daar de oever uit klei (London Clay) bestaat en deze op vele plaatsen niet voldoende wordt verdedigd (zie fig. 58). De teruggang van de sterkst afkalvende punten bedraagt hier, naar men mij op het terrein mededeelde, maximaal ± ½ m per jaar (1 km per 2000 jaren).

Fig. 115. Zeer oude kustlijnen in Engeland.

C. *De oude Hollandsche kust.* De oude Hollandsche kust moet niet als over de geheele lengte gelijkmatig teruggeslagen worden beschouwd. Het is bekend, dat bezuiden Monster het oude Helinium een zeer groot zeegat was. Ten noorden daarvan moet, op grond van de in de vorige paragrafen genoemde overwegingen, een breede duinkop hebben bestaan, terwijl voor den mond vele banken moeten hebben gelegen, welke tezamen de buitendelta of „gronden" vormden.

Hetzelfde, doch in minder sterke mate, moet het geval geweest zijn bij den Rijnmond te Katwijk, terwijl ook bij den mond van het Zijpe iets dergelijks aanwezig geweest moet zijn (zie fig. 116).

Na het dichtslaan dezer monden verdwenen de onderwaterdelta's ervan door

de zee- en stranddrift naar het Noorden. De kust werd hier „schoon”, d.w.z. zonder zandbanken. De drie vloedbanken het Harde, de Uiterrib en de Smal-Acht, die nog

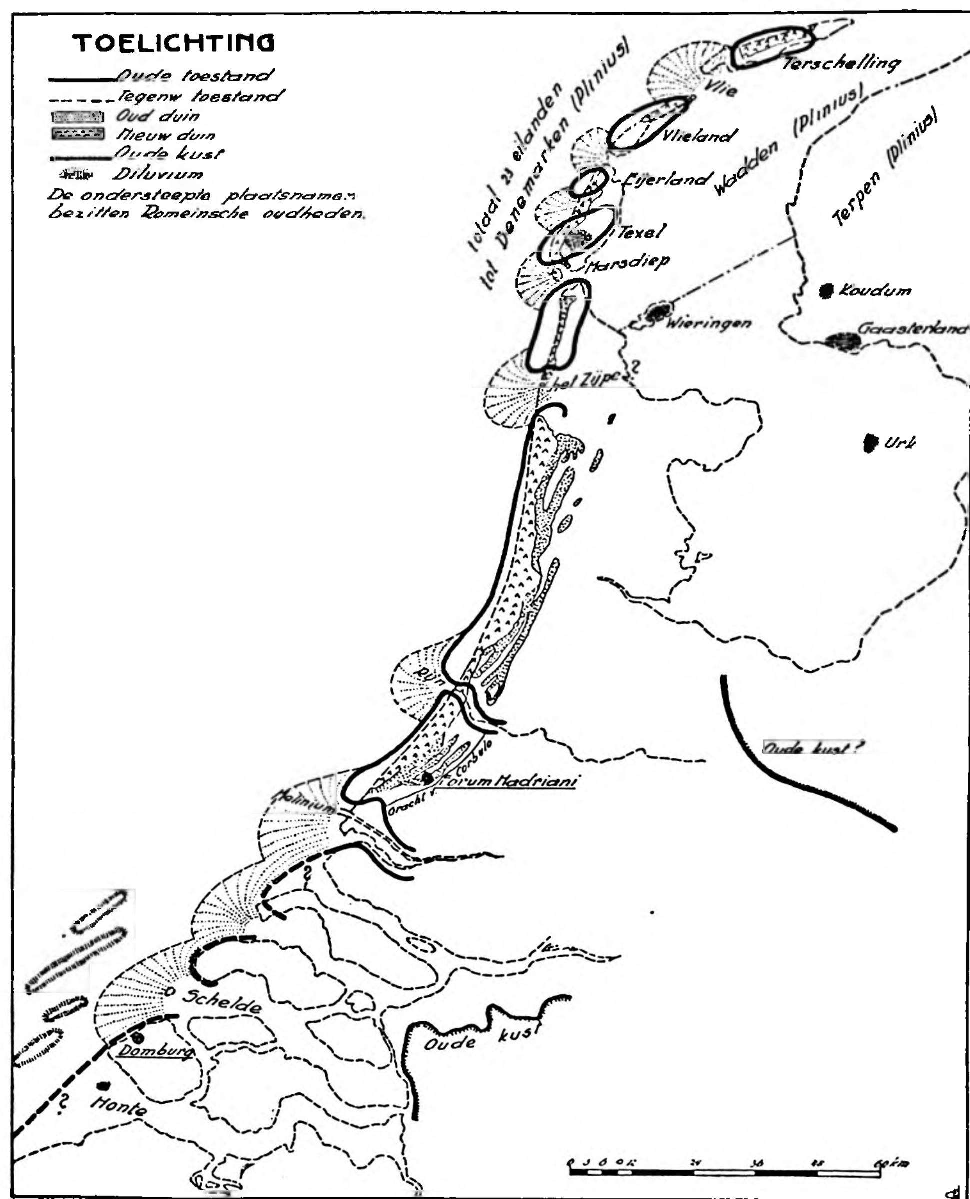


Fig. 116. Benaderde vorm der Nederlandsche kust in Romeinschen tijd.

op de 16e, 17e eeuwsche kaarten voorkomen, zijn mogelijk de laatste resten van het zand dezer voormalige delta's geweest (fig. 83).

Tezamen met het verdwijnen der „zeegatgronden" moesten ook de koppen afslaan, daar deze buiten de algemeene kustlijn uitstaken. Immers een kop dankt zijn bestaan aan de daarvoor liggende zandbanken. *Het eindresultaat van het verdwijnen der monden was dus een gladschaving.*

De loop der duinen bij Scheveningen en bij Katwijk, scheef op de tegenwoordige kust, en voorts de bekenden historische achteruitgang der kusten bij Delfland en Scheveningen duiden hierop.

Wat de mond der Schelde betreft, deze werd tusschen Walcheren en Schouwen geteekend, in verband met de ligging van Domburg, dat Romeinsche oudheden opleverde en in verband met de oude benaming Zeeland beoosten en bewesten de Schelde, waarmede respectievelijk Schouwen—Duiveland en Walcheren-Beveland worden bedoeld.

Het duin van Schouwen zou dus een oude „kop" zijn. De mond van de Wester-Schelde schijnt betrekkelijk jong. Jacoba van Beijeren noemt de Honte, die ten zuiden van Zuid-Beveland liep in de 15e eeuw nog „petite, étroite et peu profonde". Niettemin zal de Honte in dien tijd reeds moeten worden opgevat als een onderdeel van een uitgebreid net van slikken en geulen en zal ook de afstand tusschen Walcheren en Zeeuwsch-Vlaanderen toentertijd, en reeds veel eerder, nagenoeg even groot zijn geweest als thans (SNELLEN, **169**, 1916 en BEEKMAN **6**, 1921).

Ptolemaeus geeft de lengten en breedten van onze riviermonden. Als uitgangspunt Kaap Itius (Gris Nez of kaap Alprecht) aannemend, denkt hij zich den afstand van deze kaap tot den mond der Schelde ± 140 km. In werkelijkheid is de afstand ± 150 km, indien voor den Scheldemond die der Oosterschelde wordt aangehouden. Voorts geeft hij voor den afstand tusschen den Schelde- en den Maasmond 130 km en voor dien tusschen den Maas- en den Waalmond (westelijken Rijnmond) 140 km. Dit zijn natuurlijk grove vergissingen, indien men deze maten van modern geografisch standpunt beschouwt. Immers is de lijnrechte afstand tusschen Domburg en Monster slechts ± 70 km, terwijl hij volgens Ptolemaeus 270 km is.

Volgens Romeinsche begrippen kan de afstand van kaap Itius tot den Maasmond wel 140 + 130 = 270 km zijn, *weg*afstanden dan. Voor de Romeinen waren immers de afstanden van de eene plaats naar de andere essentieel, niet de richtingen of de juiste geografische verhoudingen. Door het riviermonden-gebied bewesten Bergen op Zoom en Geertruidenberg zal geen doorgaande weg hebben geloopen, zoodat de totale wegafstand tusschen kaap Itius (bij Boulogne) en den westelijken Rijnmond (Monster) ook wel 140 + 130 + 140 km = 410 km geweest kan zijn.

Ptolemaeus, die als Griek (Alexandrijn) reeds den bolvorm der aarde kende en de juiste geografische vormen wilde voorstellen, zal zich hebben moeten behelpen met de Romeinsche afstanden en vage richtingsaanduidingen, vandaar de onjuistheden.

SCHOO (**160**, 1934) huldigt de meening, dat de kust hier een grooten inham gehad zal hebben. Deze inham moet alsdan natuurlijk worden opgevat als een ondiep wadden- of moerassengebied met duineneilanden in den doorgaanden kustboog tusschen Blanc Nez en Texel.

De vraag in hoeverre de kust tusschen Cadzand en Monster in Romeinschen tijd reeds verbrokkeld is geweest, kan door een onderzoek der duinvormen, in den geest zooals BRIQUET voor de Vlaamsche duinen deed, mogelijk nader tot een oplossing worden gebracht.

De door Ptolemaeus genoemden afstand tusschen den westelijken Rijnmond

(Monster) en den middelsten Rijnmond (Katwijk) van 35 km is aannemelijk; voor den afstand van Katwijk tot den „oostelijken" Rijnmond rekent hij ± 100 km. Indien daarmede het Vlie wordt bedoeld is deze afstand niet juist. Wel indien het eerste zeegat naar het Noorden d.w.z. het Zijpe of het Marsdiep wordt bedoeld. Vooral het Zijpe schijnt volgens den vorm en de ligging der oude duinketenen zeer oud. Immers zoowel de oude als de nieuwe duinen eindigen hier [1]), zoodat het Zijpe in Romeinschen tijd reeds bestaan zal hebben. Daar benoorden waren in de 16e eeuw, en later, twee barchaanvormige eilandjes, Callantsoog en Huisduinen, die thans voor het overgroote deel zijn weggeslagen. Eenige staarten ervan zijn nog langs de bestaande kust te onderkennen. (Zie ook fig. 107).

Plinius geeft te kennen, dat er 23 waddeneilanden waren. Thans tel ik tusschen den Helder en Blaavandshoek 20, Scharhörn meegerekend. Bekend is dat er in historischen tijd eenige kleinere zijn verdwenen, doch ook dat eenige gesplitst zijn. Dit was bijvoorbeeld het geval met het groote eiland Bandt, waarvan Borkum en Juist de overblijfselen zijn. Dat er reeds wadden achter de eilanden aanwezig waren volgt ook uit Plinius' beschrijving onzer kusten en terpen.

De Rijnmond bij Katwijk was in Romeinschen tijd reeds bijna verzand. De daarbij behoorende delta zal dus in het begin onzer jaartelling niet omvangrijk meer zijn geweest.

Het Helinium verzandde in historischen tijd. De verschillende bedijkingen wijzen dit nog uit (fig. 117).

Door sommigen is de opmerking gemaakt, dat het jonge duin in Romeinschen tijd nog niet zou hebben bestaan, omdat er door de Romeinen geen melding van gemaakt schijnt te zijn. Men kan zich echter ook voorstellen, dat de Romeinen zandverstuivingen een te algemeen verschijnsel vonden om in het bijzonder te vermelden.

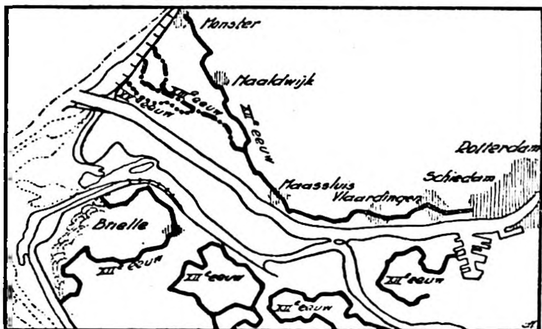


Fig. 117. De verzanding van het Helinium.

Zijn de Romeinsche gegevens reeds vaag, nog vager zijn de preahistorische. De Hollandsche kust schijnt aanvankelijk met een op twee plaatsen onderbroken boog van den noordelijken kop van het Helinium naar Wieringen te hebben geloopen. Door grooteren zandtoevoer dan afvoer schoven hier eenige nieuwe platen voor, zoodat de kust in etappes naar het Westen groeide. Aldus ontstonden de *groeilijnen* van ons oude duinlandschap (fig. 116). Een overeenkomstig voorbeeld is afgebeeld in fig. 95. De daarin voorgestelde landtong ging aanvankelijk van „Atlantic" naar het eilandje „Sa", vandaar naar „W", vervolgens naar „St" en nog verder naar „Allerton". Naderhand werd de er voor liggende rechtstreeksche boog gevormd tusschen Atlantic en Allerton.

Hoe ver dit buitenwaartsch uitgroeien onzer kust heeft plaats gehad is niet meer met zekerheid te zeggen, doch het heeft natuurlijk verband gehouden met de ligging van de diluviale heuvel op Texel en de daarlangs trekkende zeestroomingen. Veel verder dan de tegenwoordige kustlijn zal het dus niet geweest zijn.

[1]) Zie: P. Tesch. De Geologische Kaart van Nederland, blad 19, 1928.

Waar tenslotte al het zand van afkomstig is, is eveneens onzeker. Men behoeft daarbij niet noodzakelijk te denken aan een depôt aan gene zijde der Hoofden, doch kan ook aannemen dat het van dichterbij gelegen plaatsen aangevoerd geworden is.

Als verklaring van het feit dat eerst zeewaartsche groei en later een terugslag is voorgekomen behoeft men voorts niet noodzakelijkerwijze rijzings- of dalingstheorieën, gewijzigde getijverhoudingen in de Noordzee of openingen en sluitingen van de zeeëngte der Hoofden aan te nemen, doch men kan volstaan met de thans nog heerschende stroomen en met een wijziging van eenige plaatselijke omstandigheden, als bijvoorbeeld het verdwijnen van riviermonden.

De oude „duinruggen" of beter „oude strandruggen" zijn te beschouwen als mariene formaties (de windduintjes, die er hier en daar op voorkomen zijn slechts gering van omvang), het nieuwe duinlandschap is een windformatie. De eersten hebben betrekking op een zeewaartsche groei, het laatste op een afslag of op een stabielen toestand der kust. Het Helinium bij Monster, de Rijn bij Katwijk en het Zijpe bij Petten hebben zoowel in het nieuwe als in het oude duinlandschap niet alleen hun sporen achtergelaten, doch hebben ook van beiden den vorm helpen bepalen.

§ 37. INVLOED VAN DE VERANDERING VAN DEN ZEESPIEGEL.

De voornaamste bedreiging van de zeezijde wordt niet gevormd door een uitschuring der Hoofden, noch ook door een verdieping van den zeebodem voor onze kusten of een opslibbing onzer zeegaten doch door een zeespiegelverhooging.

De vraag is: Bestaat deze inderdaad?

In vergelijking met andere landen wordt in ons land op bijzonder nauwkeurige wijze aandacht geschonken aan de wisselingen van den zeespiegel ten opzichte van het land, hetgeen in verband met onze lage ligging zeer verklaarbaar is. (Zie Ramaer **144**, 1907/1908 en Steenhuis **172**, 1917).

Een regelmatige of onregelmatige verhooging van den zeespiegel ten opzichte van ons land moet uiteindelijk een verstrekkenden invloed uitoefenen. Niet alleen op het waterbezwaar, doch ook op het zoutbezwaar en op de getijen met de daaruit voortvloeiende neiging tot vervorming onzer kusten. De oorzaak kan tweeërlei zijn: zakking van den bodem doordat Nederland in een slenk ligt en rijzing van den zeespiegel door smelting van het pleistocene ijs of door andere oorzaken.

Reeds in 1842 berekende de Amerikaan Maclaren uit de grootte der wisselende ijskappen zeespiegelbewegingen van 100 en 200 meter. Baulig zegt in zijn recent werkje over dit onderwerp (**5**, 1935), dat met uitzondering van eenige bijzondere plaatsen, over de geheele wereld duidelijk sporen van de zeespiegelbeweging is te bemerken, eerst een verlaging van vele tientallen meters en nadien een overeenkomstige verhooging, welke nog steeds schijnt door te gaan. De Amerikaan Daly (**34**, 1921) beweert echter, dat de zeespiegel in de laatste milliaden is gedaald. Eenstemmigheid werd op dit punt nog niet bereikt.

In het algemeen valt bij onze peilschalen een verhooging van den gemiddelden zeestand te bespeuren. Fig. 118 geeft hiervan eenige voorbeelden. Het betreft de 10-jaarlijksche *middenstanden* voor een aantal stations nabij de zeekust. Meestal worden de halftijstanden als basis van vergelijking genomen, d.w.z. het vlak ter halve hoogte van de peilen H.W. en L.W., doch deze laatste zijn niet zoo constant, omdat de hoogere harmonischen der getijkrommen gemakkelijk kunnen wisselen en belangrijken invloed kunnen uitoefenen op de standen van hoog- en laagwater. Deze halftijstanden kunnen reeds vrij spoedig eenige decimeters van den middenstand verschillen. Onder middenstand wordt hier verstaan het gemiddelde der geregelde waarnemingen, welke om

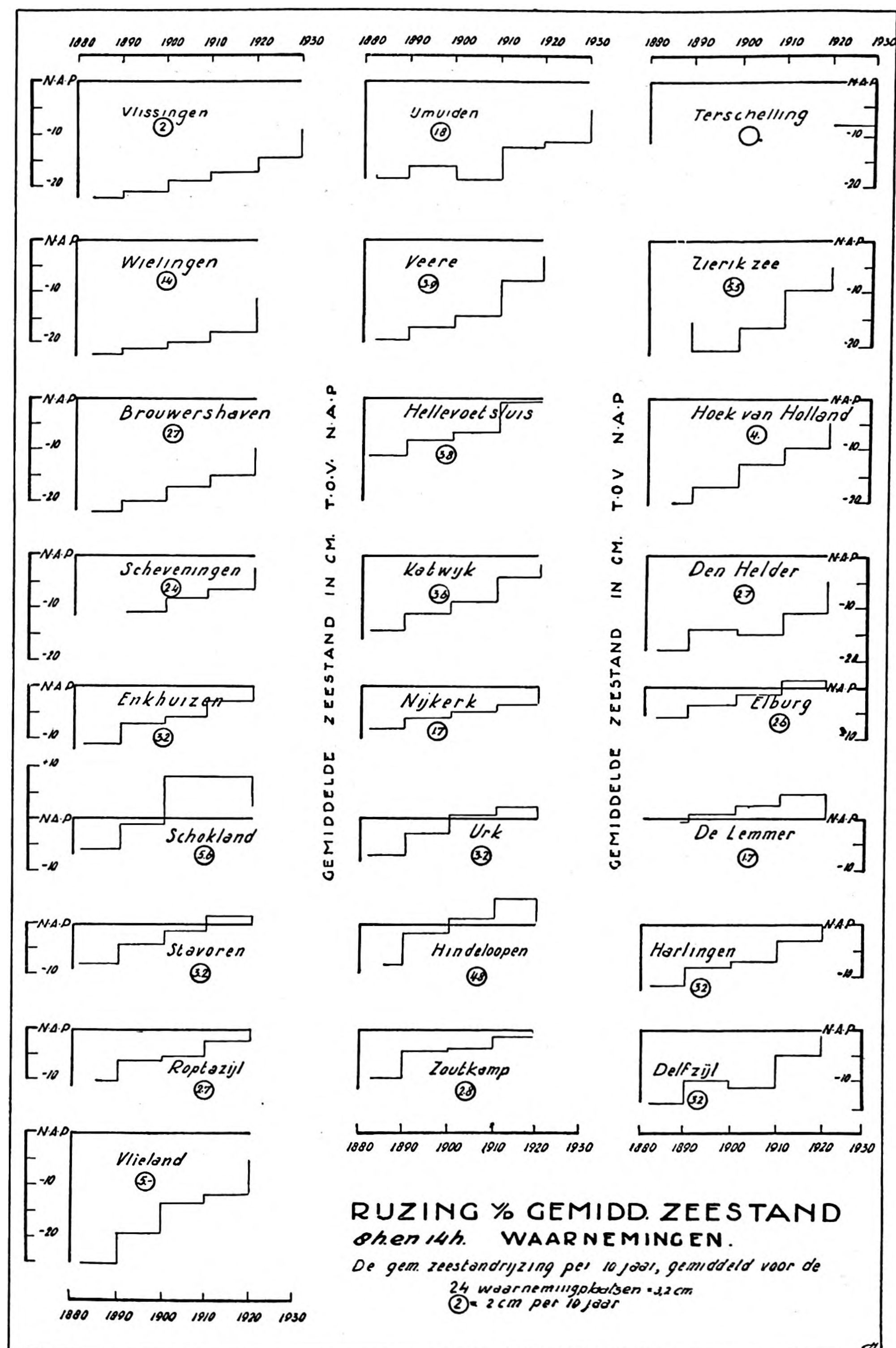


Fig. 118. Rijzing van den gemiddelden zeestand.

8 h en 14 h geschieden. Zij worden door den Algemeenen Dienst in de verschillende „Tienjaarlijksche Overzichten" [1]) gepubliceerd. Voor de verschillende stations behoeft het middenvlak niet met het N.A.P.-vlak samen te vallen, al verschilt dit natuurlijk betrekkelijk weinig. Door het zeer groot aantal waarnemingen, namelijk 2 × 7060 in 10 jaren, verkrijgt men een groote zekerheid.

Volgens de in fig. 118 afgebeelde grafieken bedroeg de gemiddelde stijging sinds ± 1880:

voor	Vlissingen	2,0 cm	per	10	jaar
„	Wielingen	1,4 „	„	10	„
„	Veere	3,9 „	„	10	„
„	Brouwershaven	2,7 „	„	10	„
„	Zierikzee.	5,5 „	„	10	„
„	Hellevoetsluis.	3,8 „	„	10	„
„	Hoek van Holland	4,0 „	„	10	„
„	Scheveningen.	2,4 „	„	10	„
„	Katwijk	3,6 „	„	10	„
„	IJmuiden	1,8 „	„	10	„
„	den Helder	2,7 „	„	10	„
„	Enkhuizen	3,2 „	„	10	„
„	Urk.	3,2 „	„	10	„
„	Schokland	5,6 „	„	10	„
„	Nijkerk	1,7 „	„	10	„
„	Elburg.	2,6 „	„	10	„
„	de Lemmer	1,7 „	„	10	„
„	Stavoren.	3,2 „	„	10	„
„	Hindeloopen	4,8 „	„	10	„
„	Harlingen	3,2 „	„	10	„
„	Vlieland	5,0 „	„	10	„
„	Roptazijl.	2,7 „	„	10	„
„	Zoutkamp	2,8 „	„	10	„
„	Delfzijl	3,2 „	„	10	„

Deze stijgingen loopen dus uiteen van 1,4 tot 5,6 cm per 10 jaren; het gemiddelde over alles is 3,2 cm/10 jaar. Rekent men dat de zakking van sommige peilschalen een rol speelt (zie Schokland met 5,6 cm) dan komt men op een iets geringer bedrag, zeg 2 à 3 cm. Dit is het cijfer, dat tegenwoordig door velen wordt aangenomen.

Fig. 119 geeft de stijgingen van het 10 jaarlijksch *hoogwater* voor dezelfde plaatsen. Deze zijn niet zoo geschikt voor de bepaling van den stijging van den gemiddelden zeespiegel als die van fig. 118, omdat de 19 jaarlijksche getijperioden hierbij schommelingen veroorzaken, doch, daar de waarnemingen eerder begonnen, zijn ook deze grafieken wel leerzaam. Voor sommige stations als Enkhuizen, Nijkerk, Elburg, was de stijging regelmatiger dan voor andere (Vlissingen, Wielingen, Veere, Zierikzee). Mogelijk zit dit in de wisselende grootte der verschillende getij-amplituden, die in het Zuiden groot zijn en in de vroegere Zuiderzee klein waren. Bijzonder regelmatig vertoonen Delfzijl, Zoutkamp, Vlieland, Katwijk, Elburg, Stavoren, de Lemmer en

---

[1]) Rijkswaterstaat. Tienjarig Overzicht der waterhoogten. Alg. Landsdrukkerij. Zie ook: De jaarboeken der waterhoogten.

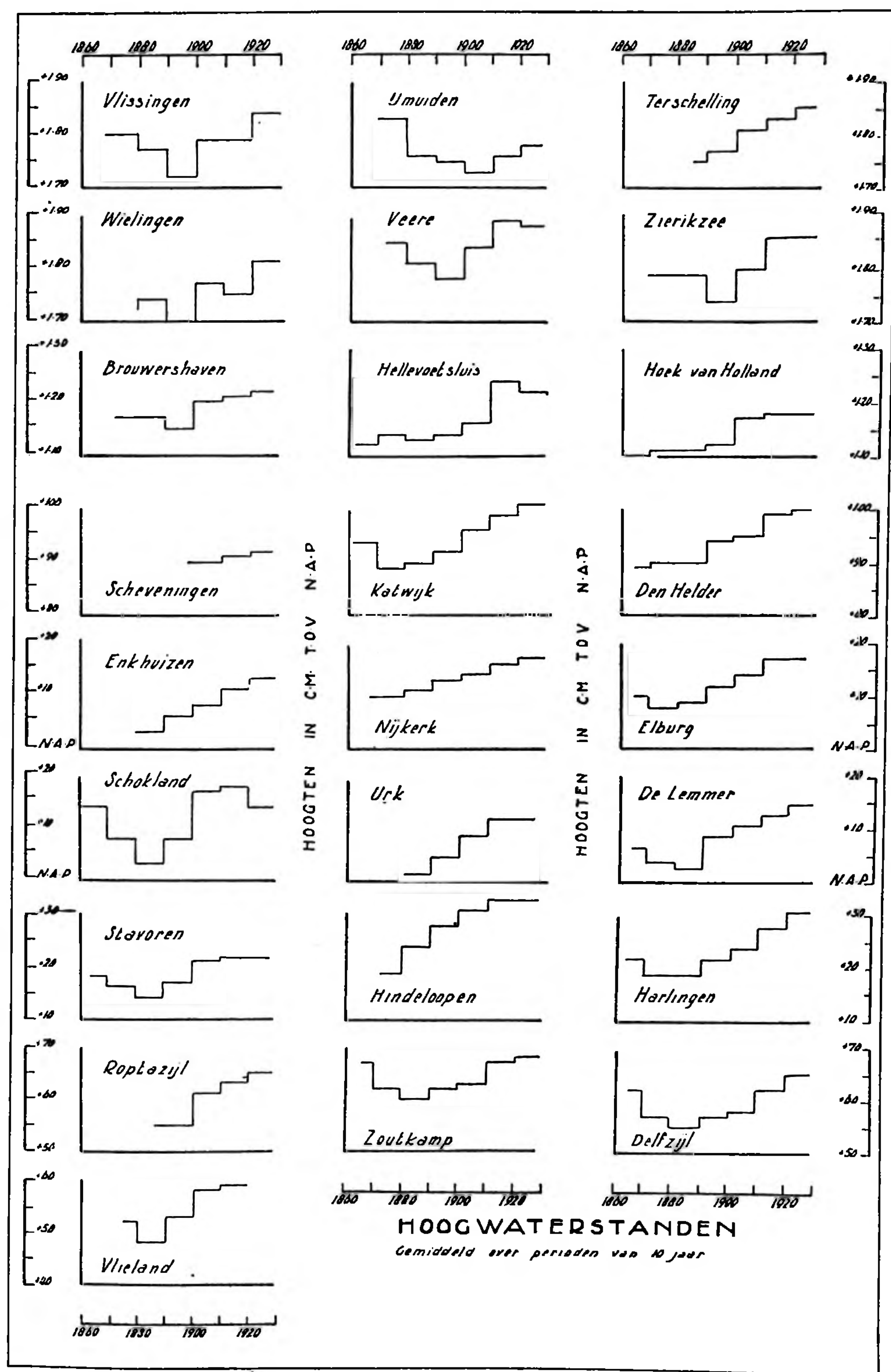


Fig. 119. Rijzing der hoogwaterstanden.

Harlingen laagste punten omstreeks 1880. Daarvóór schijnt een daling van den H.W. stand te zijn opgetreden.

Het verschil in hoogte tusschen de gemiddelde hoogwaters van de laatstgenoemde stations, gerekend van het minimum van ± 1880 tot heden is 8 à 12 cm of gemiddeld 2,00 cm per 10 jaar. Dit is dus ongeveer gelijk aan het tevoren genoemde gemiddelde voor de rijzing der gemiddelde zeestanden.

Het is jammer, dat de regelmatige reeksen waarnemingen vóór 1880 betrekkelijk schaarsch zijn en dat de middenstanden (8h en 14h standen) niet eerder bepaald werden. Ook valt het te betreuren, dat deze middenstanden voor 1921—1930 uit zuinigheidsoverwegingen niet meer zijn berekend. De meest belangwekkende serie ter bepaling van de rijzing van den zeespiegel, namelijk die der middenstanden, werd daardoor afgebroken.

In Duitschland berekende KRÜGER voor Wilhelmshaven een zeespiegelrijzing van 23 cm per eeuw (1854—1913), voor Bremerhaven 18,7 cm per eeuw (1862—1914) en voor Cuxhaven 19,3 cm per eeuw (1843—1915). BUSCH berekende voor Cuxhaven 25 cm per eeuw (1843—1925) en voor Husum hetzelfde bedrag (1843—1929). MEISSNER vond voor Wilhelmshaven, Geestemünde, Bremerhaven en Cuxhaven voor de jaren 1855—1920 een gemiddelde zeespiegelrijzing van 16 cm (zie **43**, 1931). LÜDERS vindt voor de periode 1875—1934 te Wilhelmshaven 24 cm per eeuw (**120**, 1936).

Deze bedragen komen dus ongeveer met die van ons overeen.

LÜDERS bewijst voorts, dat sinds 1875 de zeespiegelverhooging bij Wilhelmshaven samengaat met een toename der stormvloeden aldaar en hij verklaart de jaarlijksche H.W.-verhooging dan ook gedeeltelijk door atmosferische invloeden aan te nemen. Meerdere opwaaiing ten gevolge van een meteorologische periode van ± 60 jaren, met omstreeks 1880 een minimum en 1920 een maximum, zou dit verschijnsel grootendeels kunnen teweegbrengen.

Opmerkelijk is dat ook ten onzent in de H.W.'s omstreeks 1880 een minimum valt op te merken (zie fig. 119).

Evenwel moet daarbij worden bedacht, dat de rijzing der gemiddelde hoogwaters sinds 1880 ongeveer 12 cm bedraagt en dat dus de gezamenlijke hoogwaters van een der tegenwoordige jaren 706 × 12 cm = 79 m hooger zijn dan de gezamenlijke jaarlijksche hoogwaters omstreeks 1880. Dit zou inhouden, dat er thans ongeveer 30 à 50 flinke stormen per jaar meer moeten zijn dan in de tachtiger jaren, of dat het thans doorloopend veel harder uit het Zuidwesten moet waaien dan vroeger. De geheele zeespiegelverhooging sinds 1880 kan men dus lang niet uit verschillen in opwaaiing verklaren.

Fig. 120 geeft de dalingen en stijgingen in Engeland volgens de onderzoekingen van de „Ordnance Survey" (**115**, 1932). In het Zuidoosten, met Harwich als centrum, worden dalingen aangegeven van 1 à 2 voet (30 à 60 cm) in 60 jaren. Het Westen en Noorden schijnen te stijgen.

De uit peilschaalaflezingen verkregen gegevens moeten als betrouwbaarder worden beschouwd dan die verkregen door waterpassing. Een daling als hierboven genoemd van ½ à 1 m per eeuw is waarschijnlijk veel te groot. In verband met de onbetrouwbaarheid van de oudere waterpassingen, mag men aan een vergelijking ervan met de nieuwere geen groote waarde toekennen.

In nog sterkere mate moet dit het geval zijn met de vergelijking tusschen oude en nieuwe Fransche waterpassingen, waarbij tot een bijzonder groote daling in de buurt van Duinkerken werd gekomen, namelijk 4 m per eeuw. Zonder meer kan dat als volslagen onjuist worden gekenschetst. BRIQUET (**16**, 1931), die deze streek grondig kent, neemt hier 4 à 5 m zeespiegelrijzing in 1500 jaren aan, dus ongeveer

30 cm per eeuw, en LAUWERS (**109**, 1930) berekent uit de peilschaalgegevens van Oostende een bedrag van 12 cm in 45 jaren of 26,5 cm per eeuw. Deze bedragen verdienen meer vertrouwen en komen ongeveer met de onze en de Duitsche overeen.

Zeer belangrijk is de studie van LALLEMAND en PRÉVOT (**108**, 1930) betreffende de zeespiegelveranderingen te Brest sinds 1851. Er werd hier geen constante verhooging van den zeespiegel waargenomen, doch een periodieke, verband houdende met *astronomische* invloeden. Een drietal sinusoïden kon worden onderscheiden met perioden van resp. 93, 18.6 en 4.65 jaren en amplituden (2a) van resp. 33, 35 en 12 mm. Het maximum der lange golf kwam voor omstreeks 1920, het minimum omstreeks 1870.

Sinds 1930 bestaan ook toestellen te Calais, Boulogne, Dieppe, Havre en Ouistreham (bij Caën) om den gemiddelden zeestand te leeren kennen (médimarémètres). Te Duinkerken en Cherbourg bestaan zij reeds langer. De uitkomsten daarvan zouden, voor zoover mij bekend, in 1936 worden gepubliceerd.



Fig. 120. Daling van den Engelschen bodem in voeten tusschen 1840/60 en 1912/21.

Er bestaat een streven het probleem der zeespiegelverhooging internationaal op te lossen, doch voorloopig zal men geduld moeten hebben, daar het te onderzoeken onderwerp slechts in een uiterst langzaam tempo verandert en de meteorologische en nog andere invloeden slechts in den loop der eeuwen grondig bekend zullen worden.

Het voorkomen van verdronken hoogveen op groote diepten (laagveen is volgens de onderzoekingen van mej. POLAK (**139**, 1929) slechts een zelden voorkomende substantie) wijst, althans voor ons land en voor Vlaanderen, een positieve niveauverandering — over groote perioden gerekend — zonder twijfel aan. Sinds het begin van den bouw der dijken (± 800) moest men deze ook eenige meters verhoogen en hetzelfde was een milliade eerder het geval met de terpen.

Over eenige honderden jaren zullen wij over een goede serie peilschaalwaarnemingen beschikken en de eventueele periodieke of aperiodieke schommelingen betrekkelijk goed hebben leeren kennen. Van belang is daarbij, dat thans door den Rijkswaterstaat stappen worden genomen om in overleg met den Geologischen

Dienst punten te vinden, die zich zoo goed mogelijk als fundamenten voor peilschalen zullen leenen.

Wat de *stormvloedshoogten* betreft, zou de vraag kunnen worden gesteld, in hoeverre deze in de toekomst aan veranderingen onderhevig zijn. De tot nog toe bereikte hoogste stormvloedstanden werden voor een aantal stations voorgesteld in fig. 121. Het hoogst loopen zij op in het Zuiden en vooral in het Noorden. In den mond der Westerschelde is het maximum ruim 4,00 m + N.A.P., in Delfzijl 4,60 m + N.A.P. en bij Statenzijl zelfs 5,41 m + N.A.P. De laagste stormvloedstanden werden gevonden tusschen Enkhuizen en Stavoren (± 2,40 m +), doch dit is door den afsluitdijk natuurlijk veranderd. Tusschen Petten en Ameland zijn de stormvloedstanden sinds 1825 lager gebleven dan 3,00 m + N.A.P. In de benedenrivieren bleef de hoogste stand ook betrekkelijk laag, namelijk minder dan 3,50 m + N.A.P.

Stormvloeden kan men beschouwen als een superpositie van een tijdelijk verhoogden middenstand der zee met de normale getijbeweging. Deze tijdelijke middenstandsverhooging is door DOODSON (**49**, 1929) opgevat als een breede golf, wier top van het Noorden van Schotland naar het Zuiden trekkend voor een aantal gevallen nog langs onze kusten was te vervolgen. Deze „vloedgolf der middenstand" hangt natuurlijk af van den trek der depressie, die haar veroorzaakt, doch kan ook, eenmaal verwekt zijnde, een eigen voortplanting bezitten. Wel beschouwd zijn dus de volgende factoren van invloed op de verhooging van den middenstand tijdens stormen: 1°. opwaaiing, 2°. lage barometerstand (5 % lager kwikhoogte is ½ meter hooger waterstand), 3°. eigen beweging der vloedgolf. In benedenrivieren komt er dan nog als 4° factor bij de afvoer der bovenrivieren.

De Staatscommissie van 1916[1]) heeft op blz. 123 van haar rapport een kansberekening opgezet voor een wisselende middenstandsverhooging — opstuwing, waarin de onder 1° t/m 3° genoemde factoren dus zijn begrepen — en een getijbeweging. Er bleek uit, dat voor Hoek van Holland de mogelijkheid van samenvalling dezer maximum stuwing (2,80 m) en een maximum H.W. tijdens giertij (1,10 m boven middenstand) d.w.z. een stormvloed van 3,90 m + N.A.P., slechts eens in de 27500 jaren zou voorkomen. De kans op een stormvloed te Hoek van Holland van 3,00 m + N.A.P. of hooger bestaat eens in de 7 jaren, 3,40 m of hooger eens in de 68 jaren, 3,60 m of hooger eens in de 336 jaren, enz.

De verheffing van den middenstand (opwaaiing of opstuwing) is dus de voornaamste factor voor een groot gedeelte van onze kust. De grootste middenstandsverheffingen vindt men bij N.W. of W.N.W. winden. Voor de opwaaiing is de *ondiepte der kustzee* van veel belang. Men vergelijke bijvoorbeeld de Zuiderzee[2]), waar de opwaaiing tusschen Amsterdam en Kampen eenige meters kan bedragen en de Straat van Dover, waar diepten van 30 à 40 m op geringen afstand uit de kusten worden bereikt en de maximum middenstandsverheffing slechts 4 voeten (1,20 m) bedraagt. Bij onze Noordzeekusten is dit soms 3 m hooger en het maakt op ons een vreemden indruk de dijkjes, die de nieuwe polderlanden in den mond der Stour bij Sandwich tegen stormvloeden moeten beschermen, slechts ruim 1 m hoog te vinden.

Fig. 122 geeft een overzicht van de gemiddelde getijverschillen over het 10-jarig tijdvak 1921—1930. De daarop voorkomende cijfers vergelijkend met die van

---

[1]) Staatscommissie 1916 tot het onderzoek der oorzaken van den vloed van 13/14 Januari 1916. Men zie hiervan ook het supplement, handelende over alle vroegere bekende vloeden.

[2]) Verslag Staatscommissie Zuiderzee 1918—1926 en GALLÉ, **70**, 1917.

Hoogste stormvloedstanden in cm + N.A.P.
tusschen 1825 en 1928

Gemiddelde getijrijzingen
voor 1921 tot 1930

Fig. 121. Hoogste stormvloedstanden tusschen 1825 en 1928.
Fig. 122. Gemiddelde getijrijzingen over 1921—1930.

fig. 121 blijkt, dat de opwaaiing vooral in den Eemsmond zeer aanzienlijk is, terwijl die bij Texel slechts matige bedragen aanneemt.

De vraag of een zeespiegelrijzing in de Hoofden invloed zal hebben op het getij langs onze kusten moet zeker bevestigend worden beantwoord. Echter dient de vraag te worden gesteld: Hoe is de toestand over eenige eeuwen? Over ongeveer 500 jaren zou de zeespiegel niet alleen langs onze kust en in de Hoofden, doch ook op de Noordzee met ongeveer 1 m gestegen kunnen zijn. Een verdieping van de Noordzee met dit bedrag heeft natuurlijk een veel grooteren invloed op het getij onzer kustwateren dan dezelfde verdieping in de Hoofden, omdat de profielen der Noordzee percentsgewijs zeer veel meer zouden toenemen dan die der Hoofden. Daarenboven bestaat de mogelijkheid, dat de Noordzeebodem zelf door zandverplaatsingen iets wordt gewijzigd, doch dit buiten beschouwing latend, leert een eenvoudige berekening, dat bij een algemeene zeespiegelrijzing het Noordgetij rond Schotland eerder onze kusten zal bereiken dan thans en dat de stroom in de Hoofden iets zal verzwakken. Tengevolge hiervan zullen de amplituden in het Zuiden een weinig afnemen. Het duidelijkst zal de invloed der zeespiegelrijzing echter zijn te bespeuren in een *vervroeging der phasen van de getijlijnen langs onze kust.*

Wat de stormvloeden betreft, zal de opwaaiing onder invloed eener grootere diepte in de Noordzee iets afnemen. In het algemeen zal de zeespiegelrijzing dus een *weinig* gecompenseerd worden door geringere getijrijzingen en geringere opwaaiing bij storm.

§ 38. HET ONTSTAAN DER HOOFDEN.

Behalve door uitschuring en door zeespiegelverhooging zou het profiel der Hoofden nog kunnen verruimen door plaatselijke daling van den bodem. De vraag moet dus nog worden behandeld: Is de zeeëngte te beschouwen als een slenk?

Volgens de geologen, die zich met de tunnelplannen hebben bezig gehouden, is dit geenszins het geval. De lagen krijt loopen volgens hen „sans aucune faille" van Blanc Nez naar Zuid Voorland, zoodat voor het ontstaan der zeestraat niet aan een plaatselijk zakkingsgebied is te denken (zie o. a. Briquet **16**, 1931, blz. 57).

De eerste doorbraak van den krijtrug tusschen Engeland en Frankrijk verliest zich zonder twijfel in een betrekkelijk ver geologisch verleden. De diverse ijstijdperken (zie fig. 123) met de daarmede gepaard gaande veronderstelde groote niveauverschillen beslaan volgens sommige geologen wel een millioen jaren en in dien tijd kan het water wel eens boven een laag gedeelte der krijtrug hebben gestaan.

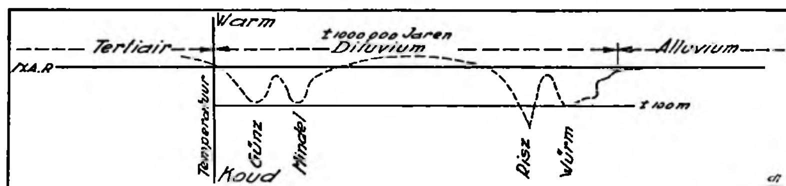


Fig. 123. Grafische voorstelling van den duur der ijstijden. Heim, Penck.

Briquet noemt deze terreinsinzinking naar een denkbeeldig riviertje de „Loburg" — de diepwatergeul in de Hoofden wordt door de visschers wel de Loburggeul („Creux de Lobourg") genoemd, doch het verband tusschen deze diepe onderzeesche geul en het veronderstelde riviertje uit het plioceen of mioceen is natuurlijk zeer ver te zoeken.

In dat geval eener nauwe, ondiepe, korte verbinding tusschen de Noordzee en het Kanaal zal een buitengewoon krachtige eb en vloed zeer sterk uitschurend hebben kunnen werken, omdat de phasen ter weerszijden der rug allicht geheel verschillend en de vervallen dus meerdere meters hoog zullen zijn geweest.

PENCK (**132**, 1934) berekent, dat in den laatsten ijstijd 40 millioen km^3 ijs gevormd werd, en dat in den interglacialen Mindel-Risstijd de zeespiegel 155 m moet zijn gedaald. Ik teekende de grafiek van HEIM andersom (koud beneden, warm boven) en voegde tevens de hierboven genoemde waterstandsschaal toe. Volgens deze grafiek zou de doorbraak dus aan het eind van het tertiair of in het Mindel-Risz interglaciaal tijdperk kunnen zijn voorgekomen. Zoodra eenmaal een smalle geul eenige diepte had bereikt, zou ook bij lagere waterstanden krachtige erosie hebben kunnen plaats vinden. Vooral bij lage standen zal men groote verhangen in de zee-engte hebben gehad, vandaar waarschijnlijk dat de diepe „Creux de Lobourg" een sterk geaccidenteerden bodem heeft. De kleine steenen zijn daar weggespoeld.

BRIQUET had in 1921 reeds er op gewezen, dat de oude kustlijnen der zeestraat bij Sangatte en Wissant op een hoogen ouderdom duiden en dat reeds vanaf het begin van het kwartair de zeeoevers hier op die van de thans bestaande geleken.

Prof. GREGORY (77, 1927) acht de doorbraak te zijn ontstaan in het plioceen, dus aan het eind van het tertiair, o. a. in verband met koraalformaties in de Noordzee, welke gedurende dien tijd gevormd zouden zijn. Hiertegen neemt L. DUDLEY STAMP (**170**, 1927) het standpunt in, dat het moeilijk is „to conceive of the existence of the Strait of Dover before Quarternary times". „One is tempted to suggest that the „ponding" of waters in the North sea in front of the advancing ice sheet was mainly responsible for widening the breach".

GREGORY gaat hierin in zooverre mee, dat hij aanneemt, dat „in the early pleistocene (diluvium) the Strait of Dover was at times an isthmus and at times a strait".

Dit is dus een eenigszins andere opvatting, welke echter evengoed verdedigd kan worden als de vorige. De doorbraak zou dan niet in een warm, doch in een koud tijdperk hebben plaats gehad, terwijl de eerste uitschuring niet door zoute getijstroomen, doch door zoet smeltwater zou zijn geschied.

Intusschen maakt dit voor ons weinig verschil. Het voornaamste is, dat de zeestraat als zeer oud moet worden beschouwd (zeg 1 000 000 jaren).

Rekent men, dat het water in de laatste milliaden regelmatig rees met een snelheid van 2 m in 1000 jaar, dan zou voor ongeveer 20 000 jaar de zeespiegel 40 m beneden de tegenwoordige hebben gelegen en zou de diepwatergeul in de Hoofden slechts door middel van de diepe geul rond de Goodwins verbinding gehad hebben met de Noordzee.

De bodem dezer geul bestaat grootendeels uit steenen of London Clay; zij zal als de verbinding tusschen het Kanaal en de Noordzee mogen worden beschouwd bij de lage waterstanden van de glaciale tijdperken. Bij nog lagere waterstanden dan 40 m „werkte" ook deze verbinding niet meer.

De Rijn, waarvan men vroeger aannam, dat deze in diluvialen tijd door het Oosten van Engeland stroomde, hetgeen volgens de moderne geologen op een misverstand berust, moet vanzelfsprekend een gedeelte van den tijd door de Hoofden hebben geloopen, indien de Noordzee benoorden Londen-Amsterdam bedekt is geweest met den noordelijken ijskap, zooals men algemeen aanneemt. Zie hiervoor EDELMAN (**60**, 1933). Het zand in het Kanaal en in de zuidelijke Noordzee wijst dit volgens EDELMAN en BAAK (**3**, 1936) nog uit. Zeker zal dus ook zoet water zijn erodeerende werking hebben doen gevoelen.

Tijdens den grooten Riss-ijstijd moet door de Hoofden al het smeltwater van half Europa zijn afgevoerd. Wat dit zeggen wil wordt duidelijk, indien men de enorme smeltwaterdalen van den laatsten ijstijd in de Noordduitsche laagvlakte beschouwt.

Dat een hooge landrug door getijstroomen wordt doorgeknaagd is een foutieve opvatting, die men o.a. in KRÜMMEL's bekende „Handbuch der Ozeanografie" (**105**, 1923, blz. 48) ziet verkondigd. Aan de westzijde van de vroegere landengte tusschen Boulogne en Dover moeten volgens dezen schrijver getijhoogten hebben geheerscht, die „die des Bristolgolfs und der Fundybai noch in den Schatten stellen". „Es herrschte hier die gewaltige Hubhöhe von 22 m mit den dazugehörigen Tidestromen" (II blz. 286). Ook de baai van Fundy, waar de grootste tijverschillen ter wereld voorkomen, zal volgens KRÜMMEL doorbreken naar het Noorden en dus in verbinding komen met de golf van de St. Laurens rivier.

De baai van Fundy bezit maximale getijverschillen van ruim 15 m en dat het Kanaal vroeger nog grootere heeft bezeten mag men niet op grond van de zich hier bevindende opgeheven stranden, zooals KRÜMMEL doet, beweren. Het spreekt haast vanzelf, dat men aan den top van een baai als die van Fundy geen uitschuring, doch juist aanslibbing moet verwachten, omdat daar geen stroomen zijn. Zeer hooge amplituden kunnen op sommige plaatsen wel eens groote getijstroomen verwekken, doch natuurlijk niet aan het doodloopend einde eener golf. Inderdaad slibt het bovendeel der baai van Fundy dan ook aan (JOHNSON **94**, 1918). Op dezelfde wijze moet vroeger ook aan den top van het Engelsch Kanaal geen uitschuring zijn geweest, zoolang de verbinding er nog niet was; eerder aanslibbing en opvulling.

Zooals reeds DARWIN beweerde, zijn door de getijstroomen de meeste zeestraten „schoongeveegd". Hetzelfde werd ook gevonden door de Snellius expeditie voor de zeestraten van den Oost-Indischen Archipel en wij vonden dit thans ook in de Hoofden. Onder „schoonvegen" wordt verstaan, dat van de bodemoppervlakte het materiaal tot een bepaalde maximum korrelgrootte, afhangende van de kracht der vroegere of huidige bodemstroomen, is verdwenen. In verband met vroegere lage waterstanden zullen veelal de vroegere stroomen sterker, dus maatgevend zijn geweest.

Een ingesnoerd profiel als dat der Hoofden zal wel bij voortduring een neiging tot uitschuring hebben bezeten.

§ 39. KORTE BEANTWOORDING DER VRAAG OF EENIGE BEDREIGING VOOR ONZE KUSTEN TENGEVOLGE VAN VERANDERINGEN IN DE HOOFDEN AANWEZIG IS.

Blijkens ons onderzoek is het vrijwel uitgesloten, dat in de naaste toekomst eenige noemenswaardige uitschuring van de steenachtige bodems en oevers der zeeëngte zal plaats hebben. De zeestraat der Hoofden moet worden beschouwd als een reeds zeer lang bestaande opening, waar in geologische tijden wel heftige zoet- en zoutwaterstroomen en ook de golfslag erodeerend hebben gewerkt, doch waar thans nog slechts matig sterke stroomen heerschen, die practisch geen invloed kunnen uitoefenen op een met steenen bedekten bodem. De invloed der golfslag op de Hoofden zelf is ook slechts onbeduidend.

Wel zouden de Varne en de Ridge kunnen verdwijnen en op deze wijze zou inderdaad de strooming door de engte worden vergemakkelijkt, doch in verband met onze metingen lijkt ook een kans op verdwijning dezer zandbanken voorloopig niet groot.

Inplaats van door uitschuring en afslag zou een verruiming van het profiel ook door plaatselijke zakking van den bodem kunnen worden veroorzaakt. Blijkens de geologen, die deze streek en in het bijzonder de tunnelplannen hebben bestudeerd, is er echter van een slenkvorming tusschen de Hoofden geen sprake.

Ten slotte zal een verruiming nog door zeespiegelrijzing ten opzichte van het land kunnen ontstaan. Deze is waarschijnlijk bij de Hoofden, evenals langs de Vlaamsche, Nederlandsche en Duitsche kusten, op ongeveer $\frac{1}{4}$ m per eeuw te stellen. De hieruit voortvloeiende verruiming zou slechts $\frac{1}{17000}$ste per eeuw bedragen. Ook al zou dit op onze waterstanden in ongunstigen zin werken, zoo zou dit nog slechts onbeduidend zijn. Evenwel kan worden nagegaan, dat eene verruiming eerder een gunstige uitwerking op onze getijden zou hebben. Niet te vergeten is daarbij, dat de genoemde waterstandsverhooging zich naar alle waarschijnlijkheid ook op de Noordzee zou doen gevoelen, waardoor de verruiming dezer zee naar verhouding veel meer zou toenemen dan die der Hoofden en dus het Noordgetij meer dan thans zou gaan overheerschen.

Uit den boogvorm onzer kust tusschen Blanc Nez en Texel blijkt, dat zij zich heeft aangepast aan de zeeëngte der Hoofden. Waarschijnlijk is dit reeds gedurende langen tijd het geval, doch de mogelijkheid bestaat, dat vroeger bij lagere waterstanden de kust niet „opgehangen" was aan Blanc Nez, doch aan een thans verdwenen kaap ergens bewesten Schooneveld. De kleilagen van den Scheldemond, zoomede de eocene steenen, welke in deze streek worden aangetroffen, wijzen mogelijk in deze richting.

Een algemeene neiging tot terugwijking der thans bestaande boog tusschen Blanc Nez en Texel zou verband houden met dieptevermeerdering (zandverlies) langs onze kust, in het bijzonder in de buurt tusschen Petten en Vlieland. Overigens zullen, evenals in het verleden het geval geweest is, hoofdzakelijk detailveranderingen kunnen optreden als gevolg van veranderingen in en voor de riviermonden en zeegaten.

De grootste bedreiging der zee moet worden gezocht in hare spiegelverhooging, waarvan de grootte, de mogelijke periodiciteit en de geographische verbreiding nog lang niet met voldoende nauwkeurigheid bekend is.

HOOFDSTUK VIII.

§ 40. BESCHRIJVING VAN DE TOESTELLEN EN VAN DE OPSTELLING ERVAN AAN BOORD.

Het welslagen van een onderzoek in natura hangt voor een belangrijk deel af van de daarbij gebruikte instrumenten. Daar het een gedeeltelijk nieuwe tak van onderzoek betreft, moesten verschillende toestellen eerst uitgevonden en op hun nauwkeurigheid getoetst worden. Dit stadium kan thans wel als voorbij worden beschouwd, omdat voldoende gebleken is, dat, indien met zorg behandeld, de instrumenten betrouwbare resultaten leveren.

Zeer in het kort zullen de op de „Oceaan" gebruikte instrumenten hier worden beschreven.

1. *Echotoestel.* Systeem Henry Hughes, Londen.

Reeds sinds de ramp der „Titanic" gebruikte men het echo-beginsel om ijsbergen te signaleeren op behoorlijken afstand. De radiotechniek verbeterde de daarbij gebruikte toestellen zeer. Nog lang bleef het systeem van een hamer, kloppende tegen den buitenwand van het schip in zwang, doch de Britsche Admiraliteit verbeterde dit door gebruik te maken van het magnetostrictie beginsel, waarmede een supergeluid met een periode van $\frac{1}{16000}$ sec. kon worden verkregen. Daar de diepte d doorloopen wordt in $\frac{2d}{\pm 1450}$ sec. (1450 m/sec. is ongeveer de voortplantingssnelheid van het geluid) en deze tijd geregistreerd kan worden door middel van een pen met constante snelheid verkrijgt men een diepteregistreering.

De voordeelen boven het gewone looden zijn o.a. dat men bij elke stroom- of vaarsnelheid kan werken en bovendien elke 1/7 sec. een looding verkrijgt. Daarenboven is de bereikte nauwkeurigheid ongeveer 1 dm, dus grooter dan veelal met de oude manier kon worden bereikt, terwijl men een ononderbroken beeld van den bodem verkrijgt waarover men vaart.

Daar rotsbodems er anders uitzien dan grindbodems en deze laatste weer anders dan zand- of slibbodems, is het duidelijk, dat het toestel voor een onderzoek als het onze van groote waarde is.

Ook voor de navigatie tusschen of op de banken of tijdens mist was het toestel van veel nut. Het opnemen van zandbanken werd vereenvoudigd tot het met volle snelheid varen van S-bochten, terwijl bijvoorbeeld om de 2 minuten hoeken werden geschoten op den wal. Een ander voordeel was nog, dat de op de banken voorkomende spitse toppen, die met de oude methode niet dan bij toeval ontdekt zouden zijn geworden, automatisch op het registreerpapier van het echotoestel verschenen. Zonder dit toestel zou het ook gevaarlijk geweest zijn de oppervlakten van verschillende banken te verkennen of tot in de onmiddellijke nabijheid der rotskusten te komen.

De diepteschaal bedroeg 1 cm = 4 m. Een grootere schaal werd niet wenschelijk geacht omdat de reusachtige zeebodemgolven daarbij niet meer op het registreerpapier zouden kunnen worden genoteerd. De fabrikant, Messrs Henry Hughes te Londen maakte op onze aanwijzing een toestel met roteerenden arm, waarmede behalve de schalen 1 cm = 4 m en 1 cm = 2 m, ook de schaal 1 cm = 1 m kan worden bereikt. Deze laatste schaal is voor rivierloodingen zeer geschikt. Het toestel is in geopenden stand afgebeeld in fig. 124.

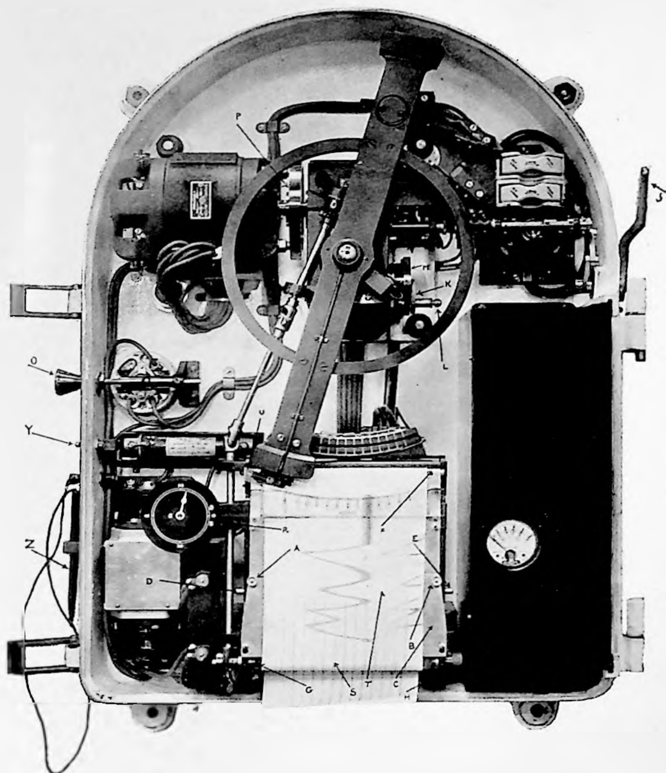


Fig. 124. Echotoestel voor ondiep water (Rijkswaterstaatsmodel, diepteschaal 1 : 400 en 1 : 100).



Fig. 125. Bevestiging der oscillatoren van het echotoestel.

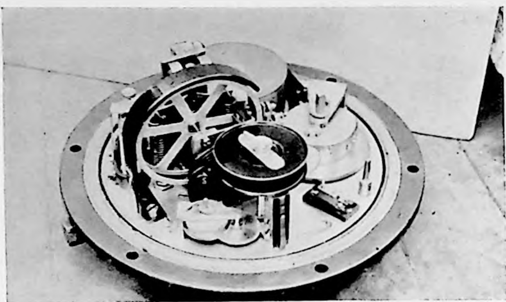


Fig. 126. Zelfteekenende peilschaal (DE VRIES).

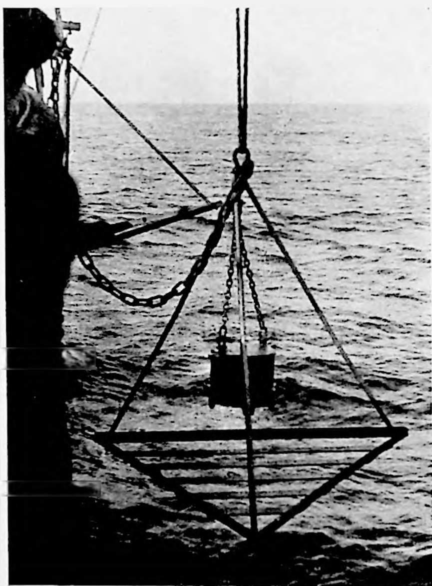


Fig. 127. Ophanging van een DE VRIES-meter.

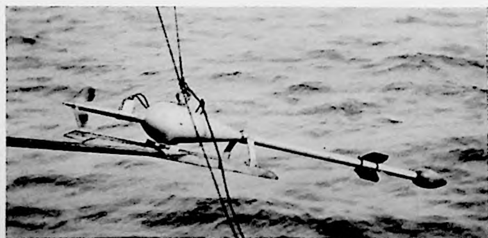


Fig. 128. OTT-stroommeter van 100 kg.

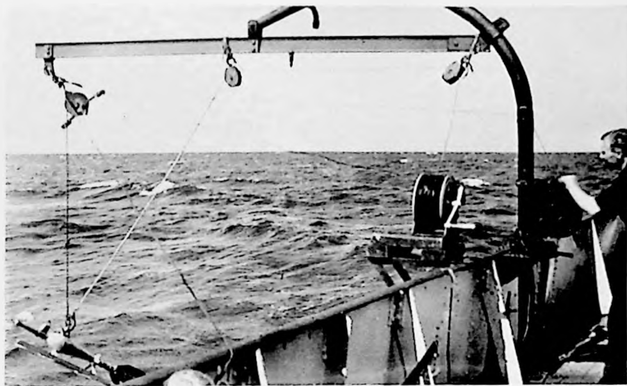


Fig. 129. Davit voor den OTT-stroommeter.

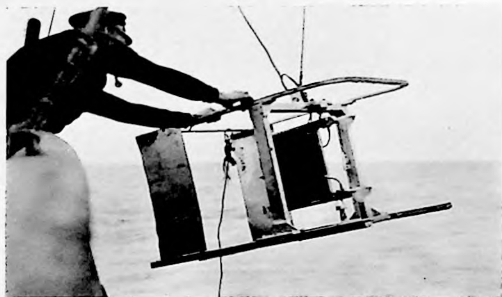


Fig. 130. Bodemstroommeter voor stroomen op 0,15 en 0,50 m + bodem.



Fig. 132. Het ophalen van den zandvanger.

2. *Zelfregistreerende peilschalen* (systeem DE VRIES).

Deze berusten op het manometer beginsel. Zij worden op den bodem gelegd en registreeren daar gedurende 14 dagen de wisselingen van den waterstand er boven. Gewoonlijk worden zij twee aan twee geplaatst ter verkrijging van meerdere zekerheid.

Bij het onderzoek in de Hoofden werden zij op deze wijze geplaatst op de Varne en bij Gris-Nez. Tezamen met de registreering der peilschalen te Dover, Calais en Boulogne gaven zij een goed beeld van het verticaal getij in de Hoofden (fig. 126, 127).

3. *Stroommeter voor verticaalstroomkrommen.*

Op de meetdagen werd elk half uur de stroom gemeten van den bodem tot aan de oppervlakte met onderlinge afstanden van 2 meter. Het instrument, dat daarvoor werd gebruikt was de zoogenaamde „zware Ott" (100 kg) (fig. 128, 129).

Door den stroom werd een molentje rondgedraaid, waarbij telkens na een bepaald aantal omwentelingen een electrisch sein wordt gegeven.

4. *Bodemstroommeter.*

Dit voor den Rijkswaterstaat door de firma OTT gebouwde toestel bezit twee molentjes op een onderlingenafstand van 0,35 m, welke in een raam zijn bevestigd. Door dit raamwerk op den bodem te plaatsen kan de stroom op 0,15 m en op 0,50 m boven den bodem bij voortduring worden geregistreerd. Het beginsel, dat hieraan ten grondslag ligt is gelijk aan dat van den gewonen Ottmeter. De bodemstroommeter diende tevens ter contrôle van dezen en andersom, terwijl beiden met behulp van eenvoudige drijvers nabij de oppervlakte op hun juisten gang kunnen worden getoetst (fig. 130).

5. *Zandvanger.* (CANTER CREMERS).

Dit toestel berust op het volgende beginsel.

Door de mondopening, groot $\frac{1}{2}$ dm² stroomt het water naar binnen in een wijdere ruimte, zoodat stroomverlamming ontstaat en het zich in het water bevindende zand kan neerslaan. Het water verlaat het instrument door de openingen, welke geplaatst zijn achter een kraag aan de voorzijde bij de mondopening. Hier heerscht tengevolge van de aanwezigheid van deze kraag een zuiging, zoodat door het grooter of kleiner maken van deze openingen de zuiging zoodanig geregeld kan worden, dat de stroomlijnen door de mondopening regelmatig en evenwijdig naar binnen trekken.

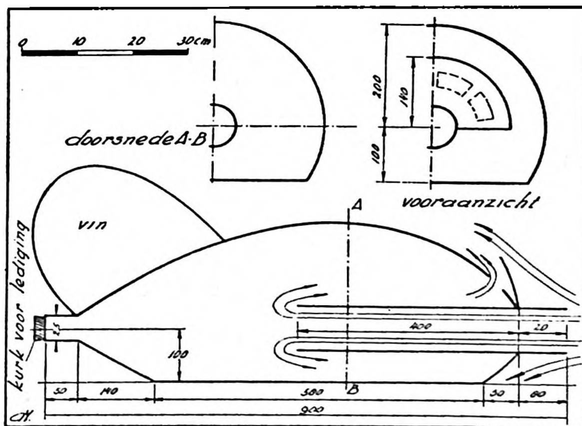


Fig. 131. Zandvanger van CANTER CREMERS.

Men meet dus cumulatief gedurende bijvoorbeeld 5 minuten en verzamelt het zandtransport van de stroombuis met een doorsnede van $\frac{1}{2}$ dm². De laagste laag, waarin dit zandtransport gemeten kan worden, ligt met het hart op 1 dm boven den bodem (fig. 131, 132).

6. *Gehaltemeter.*

Dit instrument is bijzonder eenvoudig. Het water stroomt hier ongehinderd door een 4-tal boven elkaar geplaatste buizen van elk 5 liter inhoud. Door het op den bodem te plaatsen en het korten tijd daarna, bijvoorbeeld ½ minuut, met een valgewichtje plotseling te laten sluiten, krijgt men 4 monsters van het mengsel water en zand op 10, 30, 50 en 70 cm boven den bodem. Het zandgehalte dezer monsters kan vervolgens

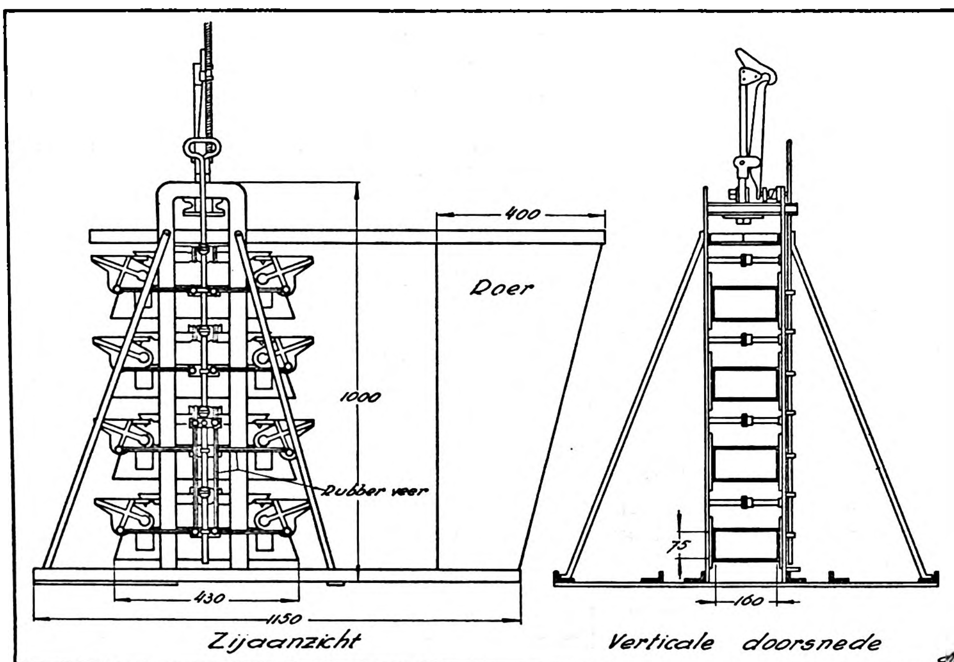


Fig. 133. Gehaltemeter (eigen ontwerp).

gemakkelijk worden bepaald. De sluitkrachten der 8 kleppen worden geleverd door elastiek van voldoende spankracht (fig. 133, 134).

Bij het neerkomen is de onderste bak ruim 20 cm van den bodem verwijderd. Het toestel zakt dan langzaam na door middel van twee oliedempers. De bedoeling hiervan is, dat onvoorzichtig neerzetten de meting niet zal kunnen beïnvloeden.

De zandvanger en de gehaltemeter worden steeds tezamen gebruikt ter onderlinge toetsing.

Bij krachtige stroomen geeft de zandvanger naar verhouding grootere waarden dan de zandgehaltemeter, omdat bij de eerste niet alleen het zandgehalte, doch ook de stroomsnelheid van invloed is. Beiden geven dus niet hetzelfde.

7. *Monsternemer.*

Een goede grijper, die nimmer weigert, is het toestel, dat in fig. 135 is afgebeeld. Door middel van twee hefboomen sluit hij zich door eigen gewicht, zoodra de bodem

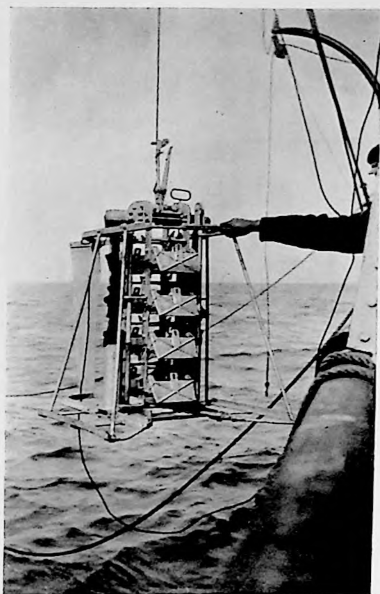


Fig. 134. Het binnenhalen van den gehaltemeter.

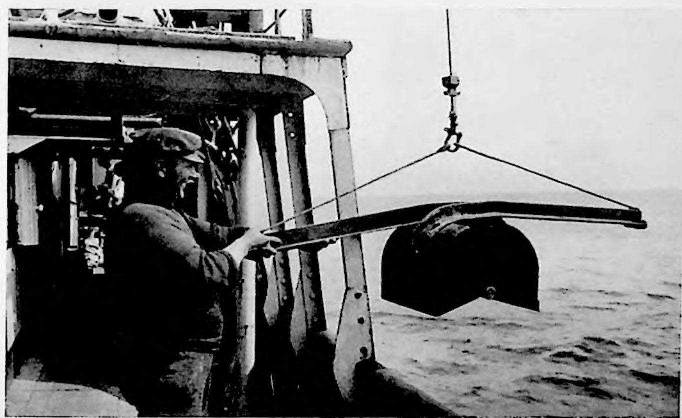


Fig. 136. Grijper, geopende stand.

wordt bereikt. Bij het neerlaten zorgt een pal of klink voor den geopenden stand. Deze pal valt door eigen gewicht uit als het toestel den bodem raakt. De sluitkracht wordt zeer groot doordat op de uiteinden der hefboomen katrollen zijn aangebracht. De grootte der opgebrachte monsters bedraagt ± 20 à 50 kg.

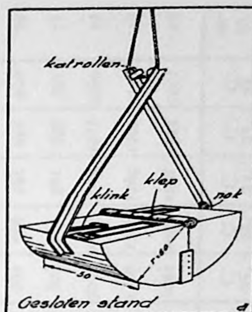


Fig. 135. Grijper (eigen ontwerp).

8. *Bodemstooter* (gewijzigd systeem Ekman).

Met dit toestel, dat ongeveer 2 meter lang is, kan een soort „boring" worden verkregen ter diepte van ± ½ m, mits de te onderzoeken bodem zacht is. Het instrument bevat een binnenbuis, welke overlangs geopend kan worden, zoodat de verschillende bodemlagen kunnen worden bestudeerd. Het is afgebeeld in fig. 137.

9. *Bezinkingsmeter.*

Dit toestel werd door ons geconstrueerd om op snelle wijze de korrelgrootte der verschillende zandsoorten te bepalen. In een met water gevulde buis van ± 2 m lengte wordt een klein monster zand geworpen. Dit monster moet zoo los mogelijk op de hand liggen en mag geen kluitvorming bezitten. M. a. w. zoodra het monster in het water wordt geworpen moet het spreiden. De groote korrels komen het eerst beneden, vervolgens de minder groote enz. en eindelijk de allerfijnste. In een glazen buis wordt dit zand opgevangen en wordt de hoogte der bezonken laag regelmatig opgeteekend in

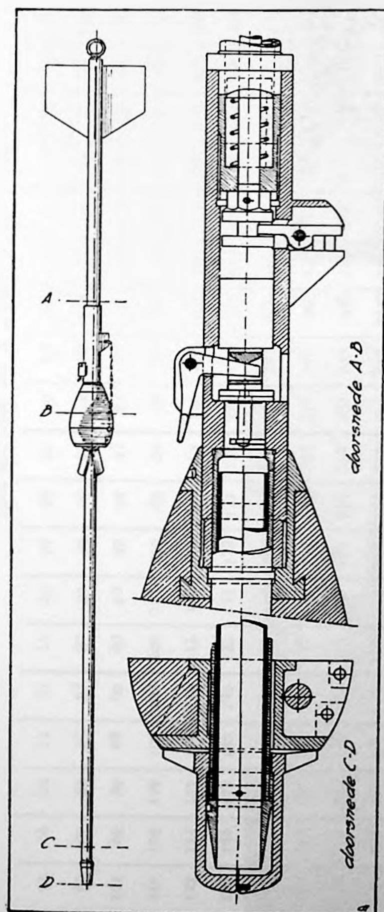


Fig. 137. Bodemstooter (naar Ekman).

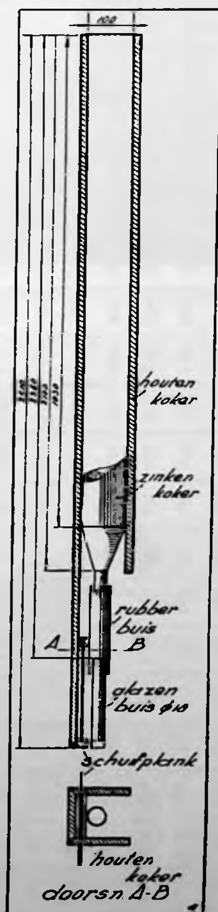


Fig. 138. Bezinkingsmeter (eigen ontwerp).

BEZINKINGSSTAAT.

Tijd in sec.	1° C.	2° C.	3° C.	4° C.	5° C.	6° C.	7° C.	8° C.	9° C.	10° C.	11° C.	12° C.	13° C.	14° C.	15° C.	16° C.	17° C.	18° C.	19° C.	20° C.	21° C.	22° C.	23° C.	24° C.	25° C.	Tijd in sec.
	μ																									
12	1865	1850	1840	1828	1815	1805	1795	1785	1775	1765	1758	1750	1743	1735	1727	1720	1713	1705	1700	1693	1685	1680	1675	1668	1663	12
13	1482	1470	1458	1446	1435	1425	1415	1405	1396	1388	1380	1371	1364	1356	1348	1342	1335	1328	1321	1315	1309	1303	1296	1290	1284	13
14	1213	1202	1191	1180	1170	1160	1150	1141	1132	1125	1117	1110	1102	1095	1088	1081	1075	1069	1064	1058	1050	1045	1040	1035	1030	14
15	1070	1055	1045	1034	1023	1013	1004	995	985	977	970	963	955	948	941	935	928	922	915	909	903	897	891	886	881	15
18	815	805	796	788	780	773	766	759	752	746	740	734	729	724	718	714	709	704	699	695	692	689	685	682	679	18
20	705	694	684	675	666	658	650	643	636	630	625	620	615	611	606	602	597	593	589	586	583	580	576	573	570	20
23	608	598	589	581	573	565	558	552	545	539	534	529	524	520	515	511	507	504	501	497	493	490	487	484	481	23
25	562	552	543	535	527	520	513	507	501	496	491	486	481	476	472	468	464	461	457	454	451	448	444	440	437	25
30	482	473	465	458	451	444	437	431	425	420	414	409	404	399	394	389	385	382	379	376	373	370	367	364	361	30
35	418	409	401	394	387	380	373	367	361	356	351	346	342	339	335	332	328	325	322	320	317	315	312	309	306	35
40	368	361	354	348	342	336	330	325	320	315	310	306	302	299	296	293	290	288	285	282	280	278	275	273	271	40
45	326	320	315	310	305	300	295	291	287	284	280	276	273	271	268	265	262	260	258	256	254	252	250	248	245	45
50	293	286	281	278	272	268	264	260	256	253	250	248	245	243	241	239	236	234	232	230	228	226	224	222	220	50
60	250	245	240	236	232	229	226	223	220	218	216	214	212	210	208	207	205	203	201	200	198	197	196	195	194	60
75	209	205	200	196	193	191	189	187	186	185	183	182	181	180	179	178	177	176	175	173	172	171	169	168	167	75
90	189	185	181	178	175	173	170	168	166	164	162	161	160	159	157	155	154	152	151	149	147	146	144	143	142	90
105	170	166	163	160	158	156	154	152	150	149	147	145	143	142	140	139	137	135	133	132	130	129	127	126	124	105
120	154	149	145	142	140	137	135	133	131	130	129	128	127	126	125	124	123	122	120	119	118	117	116	115	114	120
150	128	125	122	120	118	117	115	113	112	111	110	109	107	106	105	104	102	101	100	99	98	96	95	94	93	150
180	110	108	106	104	103	102	101	100	98	97	96	95	94	93	91	90	89	88	87	86	85	84	82	81	80	180
210	101	98	96	94	92	90	89	88	86	85	83	82	81	80	79	78	76	75	74	73	72	72	71	70	70	210
240	92	90	88	85	83	82	80	78	77	76	75	73	72	71	70	69	69	68	67	66	65	65	64	63	62	240
300	81	79	77	75	73	71	70	69	68	67	66	65	63	62	61	60	59	58	57	56	55	55	54	53	52	300

Voor alle temp. aan te houden: 10 sec. : : 3000 μ.
11 sec. : : 2200 μ.



Fig. 140. Het opteekenen van de zandfracties.



Fig. 141. Stroomrichtingsmeter (JACOBSEN).

verband met den tijd die verloopen is sinds het inwerpen van het monster boven in de buis. Na de proef kan het monster gemakkelijk en nagenoeg zonder waterverlies uit de glazen buis worden verwijderd door de kurk weg te nemen en de rubberbuis bijna dicht te knijpen.

Deze methode voldoet zeer goed. Men verkrijgt er op vlugge wijze uitkomsten mede, welke blijkens eenige reeksen proeven minstens even nauwkeurig zijn als die

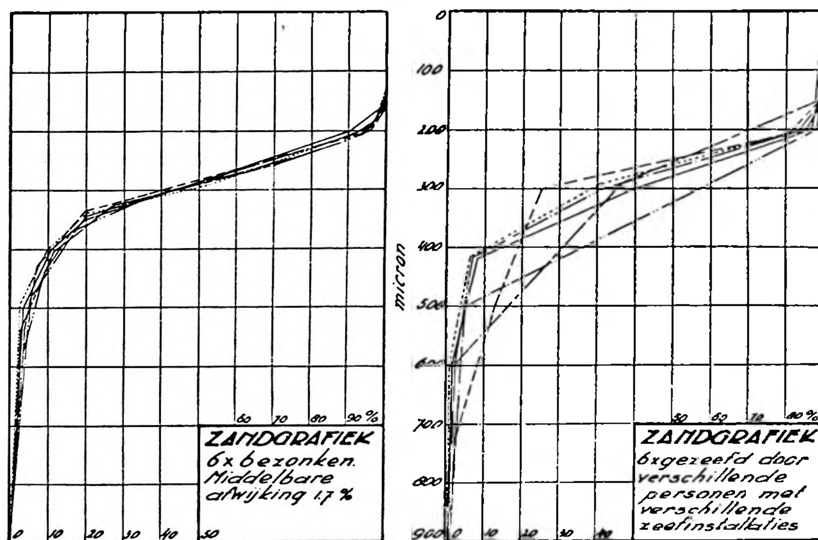


Fig. 139. Vergelijking der uitkomsten van bezinkingsmeter en zeefinstallaties.

verkregen met zeven. Men zie bijvoorbeeld de grafieken van fig. 139. Links vindt men 6 bezinkingskrommen, rechts 6 zeefkrommen van hetzelfde zand. Deze laatsten werden verkregen door verschillende bureau's met veelal machinale zeefinstallaties. Zooals er uit blijkt was de nauwkeurigheid lang niet zoo groot als bij het bezinken. Intusschen bleek later, dat indien bij het zeven de uiterste nauwkeurigheid wordt betracht, men daarmede toch ook een groote graad van nauwkeurigheid kan bereiken.

De bezinkingsstaat wordt hiernevens gegeven. Zij berust op eenige honderden vergelijkingen met uiterst nauwkeurig uitgevoerde zevingen met normaalzeven.

De temperatuur (viscositeit) is dus van groot belang. De invloed van het zout is veel minder bemerkbaar.

10. *Stroomrichtingsmeter.* (JACOBSEN).

Ofschoon dit toestel voor de bepaling van stroomsnelheden vooral op grootere diepten te onnauwkeurig is, kunnen de stroomrichtingen er wel voldoende nauwkeurig mede worden nagegaan. Hiervoor werd het dan ook gebruikt. Het beginsel is eenvoudig: een bol, of ander weerstandslichaam, wordt aan een dunne draad neergelaten en door den stroom zijwaarts gedrukt. De richting, die de draad in zijn ophangpunt daardoor maakt ten opzichte van een verticaal geeft de richting van den stroom aan ter plaatse van het weerstandslichaam, althans indien men de invloed van den stroom op de draad verwaarloost. (Zie fig. 141).

11. *Afstandsmeter.* (telemeter of rangefinder).

Hiermede kunnen op gemakkelijke wijze de afstanden tot 1000 m vrij nauwkeurig worden bepaald. Daarboven neemt de nauwkeurigheid snel af. Het gebruikte toestel bezit een basis van ± 80 cm; grootere zouden nauwkeuriger aflezingen geven, doch hebben het bezwaar niet voldoende hanteerbaar meer te zijn. Het beginsel berust op het bepalen van den zoogenaamden ooghoek d.i. het verschil in richting onder welke twee oogen een bepaald voorwerp zien.

12. *Ribbelmeter.*

Dit eenvoudige toestel is hieronder afgebeeld. Twee ijzeren platen, waartusschen eenig lood is aangebracht, zakken over geringen afstand in den bodem. Door deze platen vooraf in te vetten of met verf te bestrijken, kleeft het bodemzand daaraan, zoodat men den detailvorm (ribbels) van den bodem duidelijk na ophaling van het instrument kan nagaan. Door de ophanging asymmetrisch te maken, plaatst het toestel zich steeds in de stroomrichting.

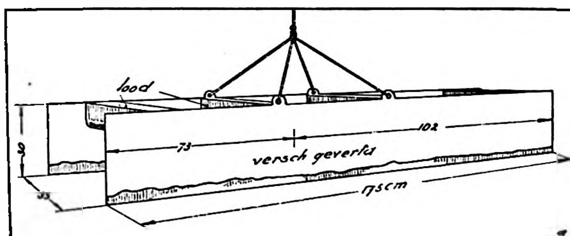


Fig. 142. Ribbelmeter.

13. *Pyknosonde.* (Zoutmeter).

Dit instrument werd voor de Hoofden niet gebruikt, omdat het geen gedetailleerde zoutgehalteverschillen geeft. Slechts voor benedenrivieren met hun groote verschillen in s. g. kan het zijn waarde hebben om die op snelle wijze te leeren kennen.

Het beginsel van het instrument is, dat bolletjes van verschillend gewicht en kleur in de bijbehoorende laag blijven zweven. Het toestel is niet zeer betrouwbaar, zoodat er slechts zelden mee gewerkt wordt.

Inrichting ss. „Oceaan".

De instrumenten hebben hun vaste plaatsen. De zandgehaltemeter en zandvanger worden bediend vanaf de „zandbrug". Onder deze zandbrug bevindt zich de „zandhut", waarin de inhouden der instrumenten worden onderzocht. De bezinkselen worden opgevangen in trechters, waaronder wegneembare gecalibreerde glazen. In deze laatsten leest men de zandhoeveelheden af (fig. 143).

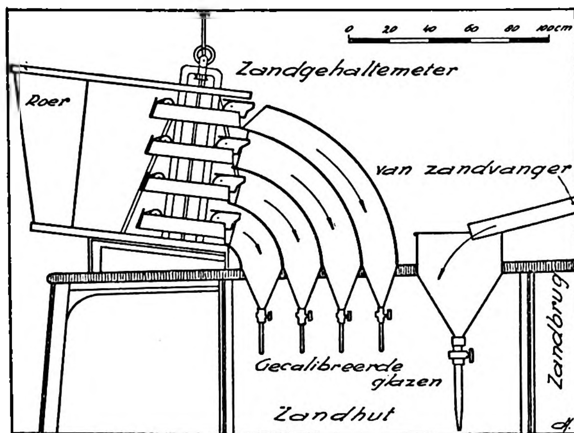


Fig. 143. Schets der zandhutinstallatie.

Verder naar achteren bevinden zich de gewone Ottmeter aan stuurboord en de Jacobsen richtingmeter aan bakboord. De Ottmeter wordt op 2½ m buiten boord gehouden met behulp van een uithouder aan een der davits.

Geheel achteraan bevinden zich de plaatsen van den bodemstroommeter en van den ribbelmeter fig. 144).

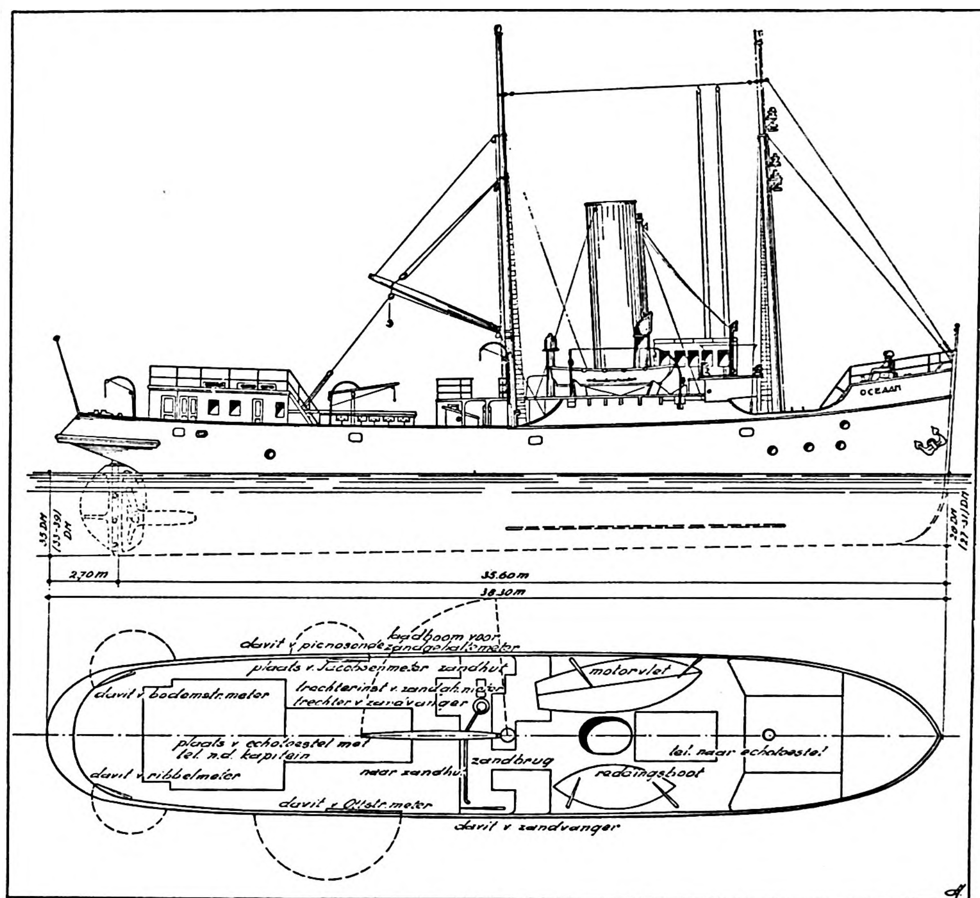


Fig. 144. Inrichting van het opnemingsvaartuig „Oceaan".

Het echotoestel staat in de kajuit, terwijl de oscillatoren (zend- en ontvangst-instrumenten van het supergeluid) buiten boord gemonteerd, dan wel ingenomen kunnen worden.

Deze wijze van opstelling bleek zeer wel te voldoen. Een negental waarnemers, waaronder 7 middelbaar-technici was doorloopend met het verzamelen der meetgegevens belast. Ook het uitwerken ervan geschiedde zooveel mogelijk aan boord.

's Gravenhage, 21 December 1935.

NASCHRIFT.

In § 18 werd de opmerking gemaakt, dat de door CARRUTHERS gepubliceerde stroomsnelheidscijfers, welke door de bemanning van het lichtschip Varne op 10 m beneden de oppervlakte met den zoogenaamden „drift-meter" waren verzameld, niet gemiddeld 42 cm/sec., doch mogelijk ongeveer 70 cm/sec. zouden moeten zijn, zulks in meerdere overeenstemming met de door ons gevonden meetcijfers.

Om na te gaan of een Carruthers' drift-meter betrouwbare resultaten geeft, werd door ons in 1935 een dergelijk toestel aangeschaft en daarna getoetst met behulp van de stroommeettoestellen op de „Oceaan". De uitkomst was niet zeer bevredigend. Niet alleen kwam in de punten der ijkingsgrafiek een vrij groote spreiding voor, doch er bleek tevens uit, dat tijdens snelheden van 20 à 30 cm/sec. en minder het toestel geheel niet werkte.

Evenals bij den Ott-meter is het verband tusschen de omwentelingssnelheid der schoepen en de stroomsnelheid ongeveer quadratisch. Bij den Ott-meter hindert dit niet, omdat elke waarneming onmiddellijk tot de daarbij behoorende snelheid wordt omgewerkt, doch bij den Carruthers-meter wordt slechts het eindbedrag genoteerd, nadat een of meer getijen verloopen zijn. In dien tijd zijn er zwakke zoowel als krachtige stroomen geweest, die een bepaald aantal kogeltjes in het daarvoor bestemde bakje hebben doen vallen, terwijl daarbij wordt aangenomen, dat elk kogeltje een zekeren stroomweg vertegenwoordigt, m.a.w. dat er een lineair verband bestaat tusschen het aantal omwentelingen per min. en de stroomsnelheid. Dit is dus een bron van fouten. Een andere bron van fouten is nog dat Carruthers driftmeter bij golfslag telkens naar voren en naar achteren gerichte stooten krijgt, die het schoepenrad steeds harder doen draaien. Een Ott-meter ontvangt eveneens deze stooten, doch de invloed ervan op de ronddraaiing van het wiekje vereffent zich daarbij.

Natuurlijk zou, wanneer het meetvaartuig bij zeegang op en neer beweegt, of het schip ligt te gieren, de door een stroommeter ten opzichte van het water afgelegde weg langer worden. Er bestaan gemakkelijke mogelijkheden om den Ottmeter te toetsen met behulp van drijvertjes, of met den bodemstroommeter, zoodat men in de practijk spoedig tot de overtuiging komt, dat de door ons gebruikte Ott toestellen binnen eenige percenten nauwkeurig zijn. Tijdens harden wind gaat de Oceaan ook slechts weinig op en neer — met behulp van het echo-toestel is gemakkelijk te zien hoeveel — terwijl deze boot voor anker liggende ook niet giert of van plaats wisselt. Dit laatste is te zien aan de plaats van den bodemstroommeter ten opzichte van het schip. Door het op- en neergaan kan maximaal 6 % te veel stroom worden gemeten. Gemeend wordt dus dat onze stroomsnelheidsmetingen een groote mate van nauwkeurigheid bezitten. Alle toestellen worden eenige malen per dag getoetst en staan ook onder voortdurend persoonlijk toezicht, iets wat van zelf-registreerende toestellen natuurlijk nimmer gezegd kan worden.

Om de onzekerheid betreffende de uit de metingen van Dr. CARRUTHERS afgeleide reductietabel op te heffen en het rhythme der getijbeweging in de Hoofden grondiger te leeren kennen werd besloten een eigen reeks metingen te verrichten in punt D gelegen in de raai Gris Nez—Zuid Voorland, op ongeveer 5 km uit den Engelschen oever.

Tusschen 13 Juni en 31 Juni 1936 werd voor 32 opeenvolgende getijen een doorloopende reeks meetcijfers verkregen. De metingen gingen dus dag en nacht en ook des Zondags door. Begonnen werd tijdens doodtij, terwijl daarmede ook geëindigd werd. Daartusschen kwamen krachtige giertijen voor. Om het kwartier werden de

stroomen gemeten op 10 m diepte en om het half uur de stroomverticalen. De registratie der bodemstroomen op 0,15 m en 0,50 m boven den bodem geschiedde doorloopend. De aldus verkregen stroomkrommen werden op de gebruikelijke wijze geplanimetreerd en geanalyseerd. Tevens werd het bijbehoorend verticaal getij te Dover aan een analyse onderworpen.

Voor de periode 14 Juni t/m 28 Juni 1936 werd gevonden voor punt D:

Horizontaal getij bij punt D op 10 m diepte.			
Getij.	Periode.	Kappa.	Ampl.
M_2	12.4 h	10°	109 cm/sec.
S_2	12.0 „	63°	26 „
M_4	6.2 „	292°	9,6 „
O	25.8 „	32°	12,7 „
K_2	11.97 „	63°	6,8 „
K_1	23.93 „	194°	10,1 „
P	24.07 „	194°	5 „

Voor het verticaal getij te Dover in dezelfde periode:

Verticaal getij te Dover					
volgens getijlijn 14/28 Juni 1936.				volgens getijtafels.	
Getij.	Periode.	Kappa.	Ampl.	Kappa.	Ampl.
M_2	12.4 h	337°	237 cm	336°	220 cm
S_2	12.0 „	33°	55 „	28°	63 „
M_4	6.2 „	235°	30 „	229°	23 „
O	25.8 „	184°	9.1 „	186°	6 „
K_2	11.97 „	33°	14 „	28°	17 „
K_1	23.93 „	30°	6.4 „	48°	4 „
P	24.07 „	30°	3,2 „	21°	2 „

Rekent men dat de uit getijtafels afgeleide kappa en amplitude voor Dover het juiste gemiddelde aangeven en corrigeert men dienovereenkomstig het horizontaal getij in D, dan vindt men:

Gecorrigeerd horizontaal getij bij punt D op 10 m diepte.			
Getij.	Periode.	Kappa.	Ampl.
M_2	12.4 h	9°	101 cm/sec.
S_2	12.0 „	58°	30 „
M_4	6.2 „	286°	7,4 „
O	25.8 „	34°	8,4 „
K_2	11.97 „	58°	8,3 „
K_1	23.93 „	212°	6,3 „
P	24.07 „	185°	3,1 „

Het phaseverschil tusschen het verticaal getij te Dover en het horizontaal getij in punt D is dus voor het S_2 getij $\pm$ 33° of $\pm$ 68 minuten, voor het M_2 getij $\pm$ 32° of $\pm$ 65 minuten. Het horizontaal getij in D is dus gemiddeld $\pm$ 67 minuten bij het verticaal getij te Dover ten achter.

Het gemiddelde van alle verticale getijverschillen te Dover was voor de meetperiode 15,13 Engelsche voeten. Dit is vrijwel precies het algemeen gemiddelde, 15,2 Engelsche voeten, zoodat ook het algemeen stroomgemiddelde vrijwel niet van het door ons gevonden gemiddelde zal afwijken.

Dit gemiddelde bedroeg op 10 m beneden de oppervlakte 31,2 km/getij of **69,6** *cm/sec.*, een bedrag dat beteekenend hooger is dan de 42 cm, die CARRUTHERS vond voor den gemiddelden stroom op dezelfde diepte bij het lichtschip Varne. De mogelijkheid bestaat natuurlijk, dat de stroomen aldaar inderdaad zoo zwak zijn, doch waarschijnlijk is dat niet, omdat het gebied der Hoofden zich door bijzonder regelmatige stroomen kenmerkt.

In het meetpunt D waar thans gemeten werd, waren ook in 1934/35 door ons metingen verricht. De toen verkregen uitkomsten wijken niet veel af van die, welke er thans werden gevonden (zie de zware stippen op de grafieken van fig. 31).

De in 1936 gemeten stroomverticalen van punt D bezaten een gemiddelde volheidsfactor $\gamma = 0{,}845$, waaruit volgt de parabool:

$$v = a \sqrt[5,3]{h}$$

terwijl in 1934/'35 hetzelfde werd gevonden. De middelbare fout in de γ's bedroeg thans 1½ %.

Het verband tusschen het verticaal getij te Dover en het horizontaal getij in punt D (fig. 145) bleek volgens de correlatieberekening overeen te komen met het uit de

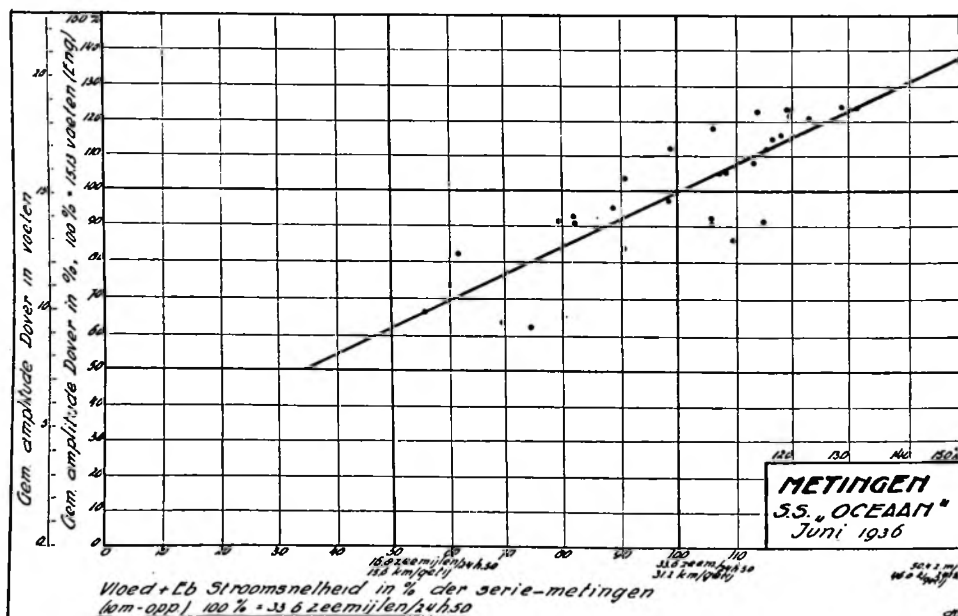


Fig. 145. Reductiegrafiek volgens 16 daagsche meting door de „Oceaan" in 1936.

waarnemingen van CARRUTHERS afgeleidde verband tusschen het verticaal getij te Dover en het horizontaal getij bij het lichtschip Varne (fig. 21) en dus ook met het verband tusschen het verticaal getij te Dover en het horizontaal getij bij het lichtschip Sandettie (fig. 22). Doordat het verband, uitgedrukt in fig. 21, berust op vele gemiddelden en het bovendien in percenten ten opzichte van het gemiddelde werd voorgesteld kan een onjuistheid in de individueele grootte der meetcijfers bij de Varne zijn weggewerkt. Intusschen was deze goede overeenkomst zeer bevredigend.

In fig. 146 is de gemiddelde stroomroos voor het meetpunt D uitgezet. De ronddraaiing is met de zon mede, gelijk hier ook vroeger werd gevonden en de krachtigste stroomen komen voor om 1h en 8h na H. W. te Dover. Deze stroomen zijn op 10 m

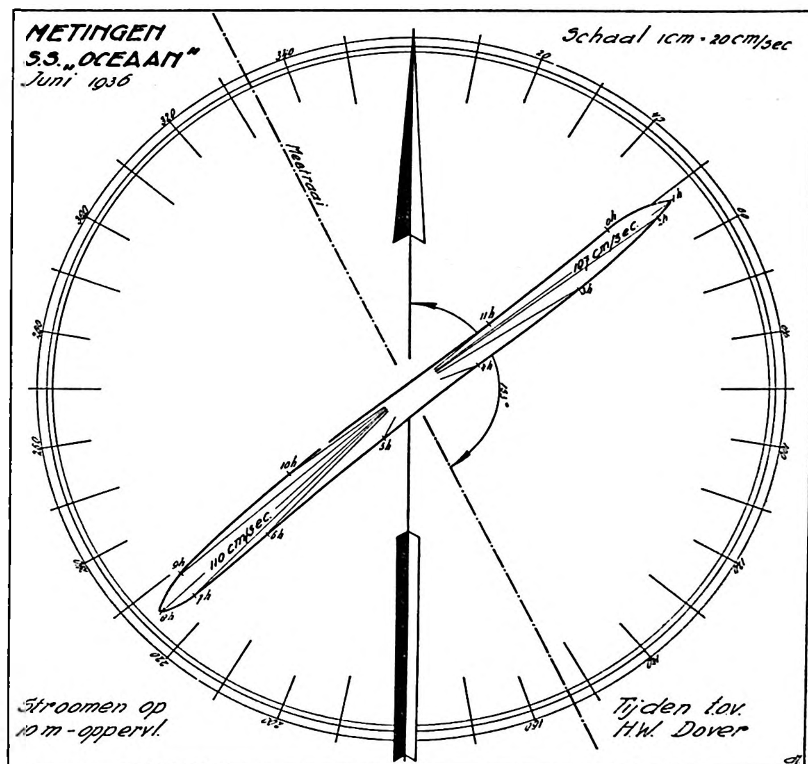


Fig. 146. Gemiddelde stroomroos volgens de 16 daagsche meting in punt D.

beneden de oppervlakte: max. vloedstroom 107 cm/sec., max. ebstroom 110 cm/sec. Ook deze komen vrijwel overeen met de gemiddelde maxima, welke op deze plaats in 1934/'35 werden aangetroffen.

Fig. 147 geeft een algemeen overzicht der metingen van Juni 1936 in grafischen vorm. Aanvankelijk heerschten krachtige zuidwestewinden (Beaufort 4—7), naderhand zwakkere noordoostelijke en oostelijke of zuidwestelijke. De barometerstand vertoonde betrekkelijk weinig schommelingen. Voorts was het op 19 Juni Nieuwe Maan en op 26 Juni Eerste Kwartier, zoodat de giertijen omstreeks het midden der meetperiode vielen. Het verschil tusschen de daggetijen en de nachtgetijen was

STAAT DER SNELHEDEN OP 10 M BENEDEN DE OPPERVLAKTE GEDURENDE HET TIJDVAK 13 JUNI T/M 29 JUNI 1936 IN EEN MEETPUNT NABIJ DOVER (N.B. 51°4'30", O.L. 1°25'30"). DE SNELHEDEN ZIJN UITGEDRUKT IN CM/SEC TEN TIJDE VAN OPEENVOLGENDE MAANUREN NA HET TIJDSTIP VAN H. W. TE DOVER. DE RICHTINGEN ZIJN UITGEDRUKT IN GRADEN TEN OPZICHTE VAN HET WARE NOORDEN.

tijd	0 HW te Dover		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		tijd
	Snelh. 10 m. — opp.	Richt.	Snelh. 10 m. — opp.	Richt.	Snelh. 10 m. — opp.	Richt.	Snelh. 10 m. — opp.	Richt.	Snelh. 10 m. — opp.	Richt.	Snelh. 10 m. — opp.	Richt.	Snelh. 10 m. — opp.	Richt.	Snelh. 10 m. — opp.	Richt.	Snelh. 10 m. — opp.	Richt.	Snelh. 10 m. — opp.	Richt.	Snelh. 10 m. — opp.	Richt.	Snelh. 10 m. — opp.	Richt.	
13-6 '36 $5^h15'$.	—	—	108	55°	90	52°	59	63°	15	93°	37	207°	88	215°	108	225°	129	225°	116	225°	66	215°	3	270°	
	49	43°	89	50°	86	50°	69	60°	35	68°	3	148°	30	222°	75	220°	84	220°	57	223°	7	290°	57	45°	
	97	53°	111	49°	84	53°	55	65°	16	70°	30	205°	80	224°	110	225°	123	220°	110	225°	57	239°	14	322°	
	76	50°	92	53°	94	60°	77	56°	47	62°	9	80°	21	250°	46	175°	56	242°	41	225°	18	68°	81	51°	
	108	50°	113	50°	101	51°	62	67°	21	70°	19	145°	83	243°	116	225°	127	221°	108	240°	55	245°	25	36°	
	83	47°	112	54°	108	54°	84	65°	34	64°	6	113°	54	215°	87	221°	99	227°	83	230°	17	240°	57	41°	
	108	50°	117	50°	102	52°	67	77°	27	55°	16	205°	83	240°	101	225°	120	229°	100	230°	45	240°	28	37°	
	85	50°	111	50°	104	51°	70	50°	34	60°	14	181°	71	230°	100	228°	113	230°	94	230°	33	235°	51	45°	
	106	50°	121	52°	106	52°	72	55°	30	61°	15	230°	80	215°	111	229°	120	225°	109	227°	51	235°	35	50°	
	96	46°	114	50°	108	58°	81	57°	30	48°	26	204°	83	220°	111	231°	125	226°	119	232°	62	232°	32	110°	
	97	45°	120	50°	121	55°	68	57°	28	187°	25	223°	82	231°	114	225°	128	225°	119	227°	59	230°	33	60°	
	101	50°	126	55°	112	51°	70	50°	21	80°	34	225°	88	221°	120	230°	140	230°	139	230°	76	230°	10	73°	
	92	54°	125	50°	118	50°	81	60°	32	84°	9	171°	72	225°	109	230°	125	230°	116	230°	48	242°	49	45°	
	115	52°	139	51°	119	55°	79	55°	30	65°	28	210°	90	230°	122	232°	147	230°	142	225°	85	235°	8	350°	
	94	50°	124	52°	120	55°	83	60°	37	75°	11	180°	75	216°	108	228°	125	228°	115	230°	39	235°	65	48°	
	124	45°	145	50°	122	50°	75	57°	25	68°	33	217°	88	230°	125	228°	149	226°	148	230°	82	230°	0	—	
	86	48°	124	54°	118	53°	80	54°	36	60°	9	125°	54	210°	110	216°	116	228°	99	230°	31	238°	74	42°	
	120	45°	131	50°	115	51°	71	52°	30	60°	25	210°	87	227°	122	228°	141	230°	139	230°	82	235°	—	—	
	79	50°	119	42°	110	53°	81	50°	40	65°	10	168°	60	245°	95	225°	106	225°	77	232°	16	257°	71	43°	
	134	53°	142	59°	116	60°	68	50°	20	80°	35	208°	96	216°	129	228°	135	230°	138	230°	83	238°	—	—	
	60	36°	109	45°	105	50°	77	55°	30	60°	12	300°	57	218°	84	225°	99	225°	81	225°	23	264°	60	41°	
	120	50°	128	50°	106	50°	60	47°	12	84°	28	219°	80	211°	112	230°	138	225°	132	230°	86	225°	—	—	
	54	60°	94	57°	90	50°	68	60°	27	56°	8	175°	48	195°	81	219°	93	225°	74	227°	18	236°	57	48°	
	104	46°	120	50°	96	55°	55	51°	8	65°	25	207°	78	221°	109	220°	129	225°	133	225°	86	225°	28	228°	
	26	45°	78	46°	81	50°	54	50°	21	15°	12	195°	52	215°	82	225°	87	220°	67	220°	—	—	49	72°	
	94	46°	100	50°	88	59°	47	50°	4	69°	32	220°	75	218°	99	220°	114	225°	110	225°	69	225°	15	239°	
	38	44°	68	65°	69	55°	51	55°	22	62°	—	—	37	200°	64	225°	69	225°	48	227°	14	226°	32	45°	
	75	54°	82	53°	66	50°	32	50°	0	—	35	218°	75	225°	94	220°	99	225°	90	225°	47	228°	—	—	
	32	46°	61	50°	65	55°	39	55°	21	62°	10	183°	43	216°	62	224°	67	224°	47	231°	—	—	29	65°	
	66	45°	72	52°	59	55°	29	60°	0	—	32	215°	64	215°	79	218°	82	223°	66	225°	44	221°	0	—	
	29	65°	59	48°	60	45°	42	56°	18	70°	9	170°	43	212°	53	225°	52	215°	43	232°	—	—	45	65°	
	68	50°	62	58°	48	53°	32	53°	7	134°	41	194°	71	224°	81	216°	77	225°	62	230°	32	230°	8	30°	29-6 '36 $19^h28'$
Gem. waarden	83	49°	106	52°	97	53°	63	57°	23	68°	18	207°	67	222°	97	224°	110	226°	97	229°	48	232°	33	49°	

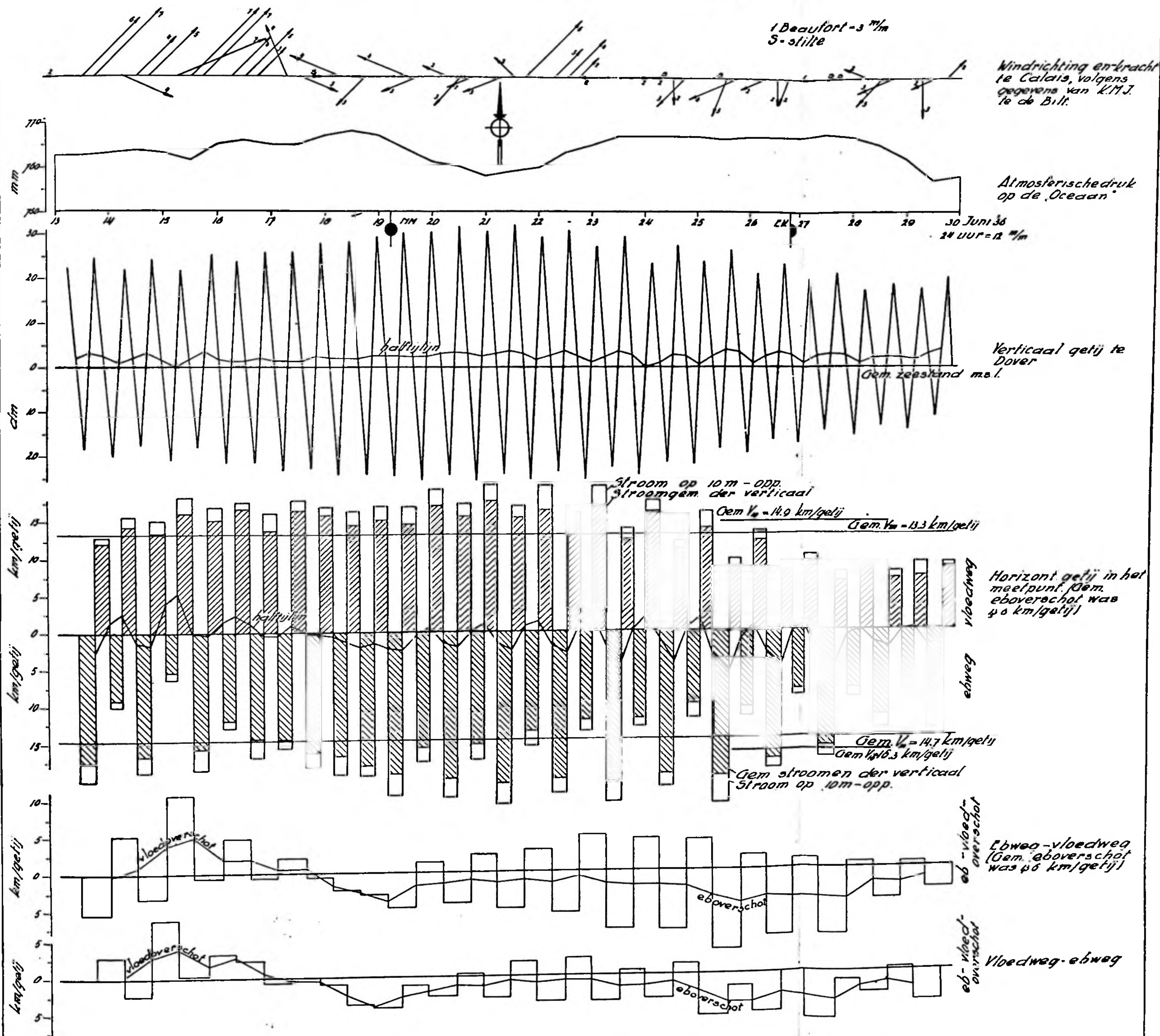


Fig. 147. Algemeen overzicht der 16 daagsche meting in punt D.

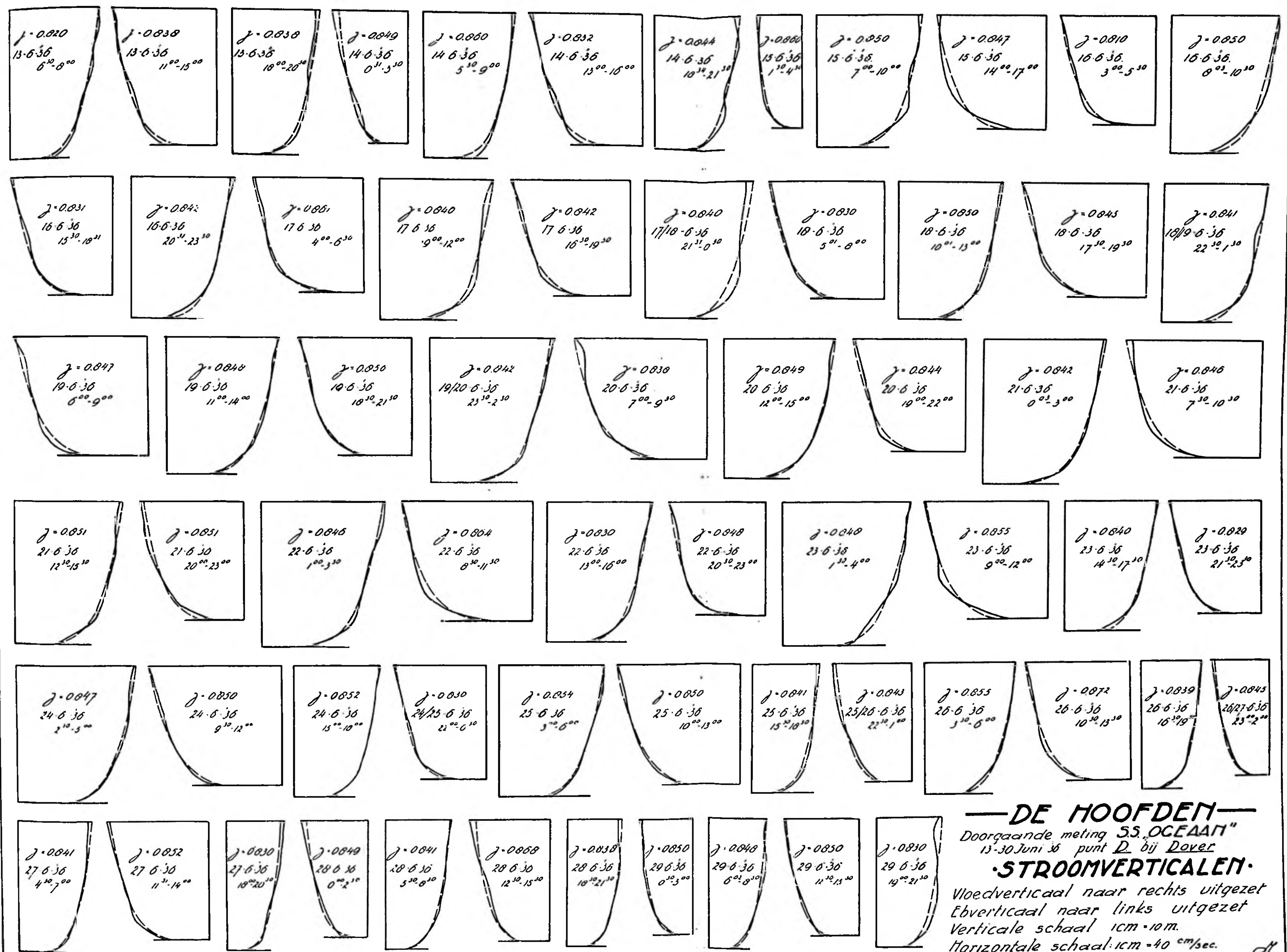


Fig. 148. Stroomverticalen in punt D.

vooral tijdens de doode en normale getijen duidelijk te onderkennen, doch meer in het horizontale getij dan in het verticale. Beurtelings wisselden een groote amplitude en een kleine elkaar af. De halftijlijn vertoonde ook een dagelijksche schommeling, echter niet omstreeks Nieuwe Maan.

Wat het horizontaal getij betreft was vooral de ebstroom beurtelings krachtig en zwak, doch evenals bij het verticaal getij ook weer niet omstreeks Nieuwe Maan. Bijzondere opmerking verdient hierbij, dat met een krachtig verticaal getij een zwak horizontaal en met een zwak verticaal getij een krachtig horizontaal getij samenviel. De halftijlijn van het horizontaal getij vertoonde groote dagelijksche schommelingen met maxima ten tijde van de minima der halftijlijn van het verticaal getij. Het kan niet worden ontkend, dat door deze ontdekking de reductie van de in 1934/'35 gemeten stroomen tot de normale ingewikkelder zou moeten worden dan in Hoofdstuk III geschiedde. De fout die men met de door ons gevolgde reductiemethode maakt vereffent zich echter, omdat nu eens in positieve en dan weer in negatieve richting fouten werden gemaakt, al naar gelang men de verschillende getijen reduceerde (zie fig. 31). Achteraf beschouwd hadden wij hier echter beter 25 uurs-metingen dan 13 uurs-metingen kunnen nemen.

Evenals bij onze metingen van 1934/'35 het geval was, waren ook thans de vloedsnelheden niet overheerschend. Er werd in punt D tusschen 13 en 31 Juni 1936, zelfs een gemiddeld eboverschot gevonden van 1,36 km/getij of 3 cm/sec. (verschil der verticaal gemiddelden v_m). Het eboverschot op 10 m beneden de oppervlakte was 1,39 km per getij, op 0,50 m boven den bodem 1,01 km per getij en op 0,15 m boven den bodem 0,74 km per getij. Dit ongeveer even sterk zijn der twee stroomen verklaart eenigszins de vaste ligging der zandbanken.

Gerekend per kilometer breedte van de raai was de totale hoeveelheid vloedwater bij punt D gemiddeld 428 000 000 m^3 per getij en de totale hoeveelheid ebwater 410 000 000 m^3. De vloedhoeveelheid overwoog dus, hoewel de vloedsnelheid zelf niet overwegend was.

In verband met de sterk wisselende dag- en nachtgetijen waren de vloed- en eboverschotten zeer varieerend, zooals de beide laatste grafieken van fig. 147 te zien geven. Het eerste gemeten getij gaf een eboverschot, het tweede een vloedoverschot, het derde weer een eboverschot, enz. Deelt men alle verticale lijnen van deze grafieken weer midden door en verbindt men deze punten, dan vindt men een rustiger verloop voor de eb- en vloedoverschotten. De vloedstroomen overheerschten van 13 tot 17 Juni, dus tijdens de krachtige zuidwestewinden, de ebstroomen van 17 tot 31 Juni, dus tijdens de kalmere noordoostelijke of soms ook zuidwestelijke winden. Of de winden de directe oorzaak zijn voor de aperiodische wisseling der eb- en vloedoverschotten, dan wel het verschil in atmosferische druk boven de aangrenzende zeeën, is niet nader onderzocht.

De zeer groote regelmaat in de verschillen der dag- en nachtgetijen werden weinig of niet door de atmosferische verhoudingen beïnvloed. Er is hier een periodieke getijschommeling, welke op een aperiodische atmosferische wordt gesuperponeerd.

Het niet samengaan van de minima en maxima der halftijlijnen voor het verticaal en het horizontaal getij doet vermoeden, dat het Kanaalgetij en het Noordergetij verschillenden invloed uitoefenen. Het rond Schotland komende Noordergetij is in de Hoofden namelijk een volledige periode van $12^h25'$ ten achter bij het Zuidergetij en dit is mogelijk de oorzaak, waarom het verticaal en het horizontaal getij in de Hoofden uit den pas zijn.

Het fraaie rhythme der getijbeweging in de Hoofden is door de meting van Juni 1936 wel bijzonder goed te voorschijn gekomen. „Ziet, het is grootsch in zijn eeuwig gedobber." (WHITMAN).

Augustus, 1936.

SAMENVATTING.

INLEIDING.

Hierin worden de verschillende vraagpunten en bestaande theorieën, welke op het onderwerp betrekking hebben, in het kort behandeld.

HOOFDSTUK I.

De metingen van de „Oceaan" vergeleken met eenige buitenlandsche.

In dit hoofdstuk worden eenige buitenlandsche onderzoekingen in de Noordzee en in het Kanaal genoemd, welke hoofdzakelijk in het belang van visscherij en scheepvaart geschiedden. De onderzoekingen met de „Oceaan" strekken zich meer op ingenieursgebied uit en hebben voornamelijk ten doel de huidige geologische krachten en verschijnselen, die langs onze kusten optreden, te leeren kennen. De kort geleden begonnen Russische onderzoekingen, welke met „hydrogeologie" worden aangeduid, gaan hiermede parallel.

HOOFDSTUK II.

Beweging van vaste stoffen in de Hoofden.

1°. *Zandbeweging* (deeltjes grooter dan ± 20 micron). In tegenstelling met de algemeen tot heden aanvaarde opvatting kon practisch geen zandbeweging in de Hoofden worden waargenomen.

2°. *Slibbeweging* (deeltjes kleiner dan ± 20 micron). In een betrekkelijk smalle strook langs de oevers bij Gris Nez en Zuid Voorland was vooral bij harden wind een verkleuring van het water door slib merkbaar. Ruw geschat wordt hierdoor jaarlijks 1½ millioen m³ slib naar het Noordzeegebied gevoerd. Dit slib bestaat gedeeltelijk uit organische stoffen.

3°. *Grindbeweging*. Van een voortbeweging van grind bleek in normale omstandigheden geen sprake te zijn, noch over den bodem van de zeeëngte door den stroom, noch langs de beide oevers door den golfslag (stranddrift). Mogelijk worden tijdens heftige stormen de ondiepste gedeelten van den bodem, bijvoorbeeld tusschen Ridge en Varne, eenigszins aangetast, in dien zin, dat het materiaal ter grootte van een erwt of een boon of kleiner, iets zou kunnen worden verplaatst. Dit materiaal is echter schaarsch aan de oppervlakte van den bodem der Hoofden.

4°. *Bodemgeaardheid.* In de raai werd deze bevonden te zijn steenachtig en schoongespoeld. Onder dit laatste woord wordt begrepen, dat aan de oppervlakte geen noemenswaardige hoeveelheden zand werden aangetroffen. De oppervlakte was ruw en oneffen vooral in de diepwatergeul, terwijl zij steeds begroeid was.

5°. *Uitschuring* der Hoofden zal vrijwel alleen met medewerking van boormosselen en dergelijke kunnen plaats hebben. Daar de bodem echter grootendeels met vuursteenen is bedekt, kan de werking dezer mosselen niet dan onbeduidend zijn.

6°. Ter vergelijking diene dat de Rijn jaarlijks ongeveer 1 millioen m³ zand naar ons land voert en ± 2½ millioen m³ slib. De vaste stoffen dezer rivier zijn voor ons land dus van meer belang dan die uit de Hoofden.

HOOFDSTUK III.

Metingen betreffende de stroomsnelheden in de Hoofden

1°. De stroomverticalen in de Hoofden bezitten gemiddeld den vorm eener parabool van de 5,3° orde en kunnen dus goed worden benaderd door de formule

$$v = a \sqrt[5,3]{h}$$

2°. De gemiddelde stroom wordt derhalve aangetroffen op een hoogte van 0,4 h boven den bodem.

3°. Blijkens de metingen met de „Oceaan" in het Vlie en elders kunnen bodemstroomen van 1 m/sec. (gerekend op 15 cm + bodem) zand van ongeveer ½ mm middellijn een weinig in beweging brengen, bodemstroomen groot 0,75 m/sec. zand van $^1/_3$ mm en bodemstroomen groot 0,50 m/sec. zand van $^1/_4$ à $^1/_5$ mm. Deze maten zijn niet voor alle plaatsen dezelfde.

4°. In de Hoofden komen in normale omstandigheden de volgende maximumstroomen voor:

bodemstroomen (0,15 m + bodem) .... ± 0,52 m/sec.
gemiddelde stroomen (der verticaal)........... ± 1,10 „
oppervlakte stroomen .... ± 1,33 „

5°. Giertijstroomen kunnen belangrijk hooger, doodtijstroomen belangrijk lager zijn. Er bestaat een eenvoudig globaal verband tusschen de getijstroomen in de Hoofden en de tijverschillen te Dover, dat benaderd kan worden door de formule $v = 1{,}7 \sqrt{A^3}$ of door de volgende cijfers:

	Getijverschil te Dover. A	Stroomen in de Hoofden.
Uiterst giertij	140 %	152 %
Normaaltij	100 %	100 %
Uiterst doodtij	60 %	48 %

Daartusschen is de verhouding recht evenredig aan te nemen. De stroomen wijzigen zich in het algemeen dus meer dan het verticaal getij.

6°. De twaalf-uren kaarten geven een eenvoudig stroombeeld te zien. Bij vloed trekt de stroom aanvankelijk naar het Oosten, later meer naar het Noordoosten en eindelijk naar het Noorden. Bij eb komt de eerste stroom van de Vlaamsche banken, het middelgedeelte meer uit het Noordoosten en het laatste uit het Noorden.

7°. Gemiddeld is de stroom in de Hoofden ongeveer 1 uur in phase ten achter bij de getijkromme te Dover. Er is echter een groot verschil in phase tusschen de stroomen onder de kusten bij Gris Nez en Zuid Voorland en die in het midden der zeestraat; vooral die bij Gris Nez zijn bijzonder vroeg. De phaselijnen (de kenteringslijnen of de tijdlijnen voor de maximumstroomen) bezitten een sterken boogvorm, waarbij de top in het Zuiden ligt en de armen ver in het Noorden langs de kusten. Deze phaselijnen verplaatsen zich van zuid naar noord, waarbij de top in de diepwatergeul blijft.

8°. Het gemiddeld vermogen (eb- + vloedhoeveelheden) van de Hoofden bedraagt volgens onze metingen normaal ongeveer 36 milliard m^3 per getij. d.w.z. de vloed 19 milliard m^3 en de eb 17 milliard m^3. Het vloedoverschot zou ruim 2 milliard m^3 per getij bedragen (nauwkeurig berekend 2,24 milliard m^3).

9°. Volgens de seriemetingen van CARRUTHERS bij het lichtschip Varne is de gemiddelde verhouding van de vloedoverschotten in voorjaar, zomer, herfst en winter = 77,8 : 83,3 : 100 : 88,9. Hiervan uitgaande komen wij tot een gemiddeld vloedoverschot van

$$2{,}24 \times \frac{87{,}3}{83} = 2{,}4 \text{ milliard m}^3 \text{ per getij.}$$

(GEHRKE vindt volgens zijn meer theoretische berekening 2,8 milliard m^3. CARRUTHERS volgens eene berekening uitgaande van een constant vloedsurplus over de geheele doorsnede der Hoofden 3,8 milliard m^3).

10°. Het gemiddeld vloedsnelheidsoverschot bedraagt in de Hoofden ongeveer $\frac{2{,}4 \text{ milliard m}^3}{1{,}37 \text{ km}^2 \times 44\,700} = 4$ cm/sec. Uitgaande van een verloop van de drift met de hoogte boven den bodem volgens een 5e-graads-parabool is deze drift aan de oppervlakte gemiddeld $4 \times \frac{100}{83} = 4{,}8$ cm/sec. Een en ander is gerekend volgens de richting loodrecht op de raai. Waarschijnlijk is de drift aan de oppervlakte iets grooter dan 4,8 cm/sec. omdat de wind-invloed hoofdzakelijk nabij de oppervlakte en minder op groote diepte merkbaar is. (CARRUTHERS vindt voor het meetpunt bij de Varne op 10 m diepte 6,7 cm/sec., ongerekend waterstandsverschillen tijdens vloed en eb). Ter vergelijking kunnen de volgende gemiddelde cijfers voor onze lichtschepen worden genoemd (vloedoverschotten aan de oppervlakte):

Noordhinder	2,24	cm/sec.	Volgens J. P. VAN DER STOK. 174, 1910.
Schouwenbank	4,92	„	
Maas	6,20	„	
Haaks	7,00	„	
Terschellingerbank	5,84	„	

11°. Het grootste waargenomen vloedoverschot kwam voor bij Zuidwesterstorm en bedroeg volgens CARRUTHERS bij de Varne op 10 m diepte 43 cm/sec. (Januari 1930).

Het grootste waargenomen eb-overschot aldaar kwam voor bij Noordoosterstorm en was 27 cm/sec. (December 1927).

12°. Bij het Sandettie vuurschip kan volgens de publicatie van HELDT de maximum oppervlakte vloedstroom tijdens Z. W. stormen toenemen van gemiddeld 1,03 m/sec. tot 1,80 m/sec., de maximum oppervlakte ebstroom tijdens N. O. stormen van gemiddeld 1,25 m/sec. tot 1,60 m/sec. De noordoostgaande drift schijnt hier in normale omstandigheden ongeveer 5 cm/sec. te bedragen (nog niet gepubliceerde metingen van CARRUTHERS).

13°. De verhooging van den middenstand door storm is in de Hoofden steeds geringer dan 1,20 m. Hierdoor is daar de voorspelling van hoog- en laagwater zeer nauwkeurig te verrichten.

14°. De gemiddelde vloedstroom in de Hoofden treedt op bij een stand van 1,77 m + middenstand.

De gemiddelde ebstroom bij een stand van 1,77 m — middenstand. Het gemiddeld vloedprofiel tusschen Gris Nez en Zuid Voorland is daardoor 1,41 km^2; het gemiddelde ebprofiel 1,29 km^2. Het verschil bedraagt 33 000 × 3,54 = 117 000 m^2 of ruim 8½ % van het gemiddeld profiel (= 1,37 km^2). Bij giertij is dit percentage hooger, bij doodtij lager.

15°. In normale omstandigheden wordt de noordoostgaande drift gedeeltelijk door dit profielsverschil bewerkstelligd. De wisseling der spring- en giertijen en die der dag- en nachtgetijen heeft een sterke periodieke schommeling in de grootte der drift tengevolge (zie Naschrift).

16°. In wezen is de getijbeweging en de drift in de Hoofden niet ingewikkelder dan bij een splitsingspunt der benedenrivieren als die bij Willemstad, bij 's Gravendeel of bij Bruinisse. Ook daar heeft men de interferentie van twee getijgolven, de een bezuiden een eiland, de ander er benoorden van loopend; slechts de schaal is in de Hoofden zeer veel grooter. Daartegenover staat, dat bij vele onzer riviersplitsingen het zout-zoet-probleem een belangrijke rol vervult, hetgeen in de Hoofden niet het geval is en ook, dat bij de eersten de geulen dikwijls niet vast liggen, doch bewegelijk zijn als gevolg der zandverplaatsingen.

Hierdoor, zoomede door het groote aantal der riviersplitsingen, biedt ons benedenrivierengebied moeilijker te doorvorschen problemen dan de Hoofden.

HOOFDSTUK IV.

Verdieping van de Hoofden.

1°. Hoewel een tamelijk nauwkeurige looding in het nauwste gedeelte der Hoofden uit het jaar 1870 beschikbaar was, bleek deze toch te onzuiver om het in 1934 bepaalde profiel daarmede behoorlijk op verdieping of verondieping te kunnen toetsen. Er valt sinds 1870 geen uitschuring uit af te leiden en dit is ook in verband met den steenachtigen bodem en de heerschende snelheden onwaarschijnlijk.

2°. De middenstanden der zee werden gevonden te liggen op 2,68 m boven het nulpunt der registreerende peilschaal te Dover, 3,91 m boven het nulpunt der registreerende peilschaal te Calais en 4,92 m boven het nulpunt der registreerende peilschaal te Boulogne.

3°. Het oppervlak van het profiel gelegen in de raai der vuurtorens bedraagt 1 366 400 m^2 beneden den middenstand der zee.

4°. Een verplaatsing der Varne volgens de richting der stroomen bleek sinds 1848 niet te zijn voorgekomen. Niet zoozeer de totale inhoud of de algemeene vorm doch slechts de oppervlaktevormen schenen te zijn veranderd. Dit is merkwaardig, omdat de bank geheel uit zand schijnt te bestaan en geen vaste rotskern schijnt te bezitten. Evenals bij de Falls, de Sandettie en het Noordelijk deel der Ridge verkrijgt men den indruk, dat deze bank een zuivere zandophooping is, welke op een nagenoeg horizontale steenvlakte ligt.

Indien van eenige verruiming der Hoofden sprake was zou men in de eerste plaats deze zandbanken moeten zien verdwijnen. Zelfs dit schijnt niet het geval. (Zie ook het „Naschrift" en § 28. In het eerste wordt het „evenwicht" der stroomen in de Hoofden beschreven. Onder „evenwicht" wordt verstaan, dat hier de vloedstroom niet bepaald krachtiger of zwakker is dan de ebstroom, terwijl toch

de totale vloedhoeveelheid tijdens vloed grooter is dan tijdens eb, omdat de profielen tijdens vloed hun maximum bereiken. In § 28 wordt betoogd, dat sigaarvormige banken als de Varne, Ridge, Sandettie, Falls, enz., welke met hun lange assen in de richting der stroomen liggen, bijzonder weerstandkrachtig zijn).

HOOFDSTUK V.

Verbreeding van de Hoofden.

1°. Hoewel geen exacte kustmetingen bekend zijn, kan men toch door afleiding, gegrond op plaatselijke ervaring der bewoners en op afstanden van oude bouwwerken uit de kust, geraken tot een inzicht in de grootte van den huidigen afslag der Hoofden. Bij Zuid Voorland is dit ongeveer 5 m per 1000 jaar, bij Gris Nez aanzienlijk minder en bij Blanc Nez mogelijk iets meer. Bij Deal en Sangatte is de afslag iets sterker, doch dit is niet meer in de eigenlijke zeestraat.

2°. De plaatsen der Romeinsche vuurtorens te Dover en Boulogne, zoomede de geschriften van Caesar, Cicero en andere oude schrijvers duiden er niet op, dat men zich de breedte der zeestraat, sinds het begin onzer jaartelling, als veel veranderd moet voorstellen.

3°. De bewering, dat in Romeinschen tijd de zeestraat nog gedeeltelijk opgevuld was met wadzoomen en eilanden, mist elken redelijken grond.

4°. De aanwezigheid der oude kustlijn bij Wissant tusschen Gris Nez en Blanc Nez, welke volgens BRIQUET van vóór den Riss ijstijd dateert, duidt erop, dat de zee-engte *zeer oud* moet zijn. Na het ontstaan dezer oude kustboog is de straat bij Blanc Nez blijkbaar eenige kilometers verbreed, waarbij de Quenocsrots wel een punt gevormd kan hebben, welke aan de zee langen tijd weerstand bood.

HOOFDSTUK VI.

De zandstroom langs onze kusten.

1°. De mariene zandformaties zijn vergelijkbaar met sommige terrestrische windformaties in zand. In zee treft men de „wisselstroomvormen" aan, welke hoofdzakelijk tweeërlei zijn:

a. bij betrekkelijk *weinig zand*: sigaarvormige, langgestrekte *zandbanken*, met hun lengte-assen liggend in de stroomrichting en naar vorm en grootte gelijkend op de lybische of seifduinen in Noord-Afrika.

b. bij *veel zand* regelmatige *zandribbels* van bijzonder groot formaat.

De eersten liggen nagenoeg evenwijdig, de laatsten vrijwel loodrecht op de stroomrichting. De zandribbels komen veelal ook op de ruggen van de lange sigaarvormige banken voor.

Aan den vorm der zandribbels kan men de richting van de zandbeweging nagaan. Te onderscheiden zijn de symmetrische of trochoïdale, welke op een evenwicht van de zandbeweging duiden en asymmetrische of loopende, waarbij het zand zich in een bepaalde richting loodrecht op de ribbels voortbeweegt. Deze laatsten kunnen weder in drie soorten worden onderscheiden.

De hoogte der zandribbels is dikwijls ongeveer 20 % der voor de scheepvaart beschikbare waterdiepte of iets minder. De verhouding golflengte: golfhoogte is ge-

woonlijk als 1 : 15 tot 20. De hoogste duinvormige ribbels werden gevonden aan de zuidpunt van de Falls (Rotting zand), zijnde ± 20 m tusschen top en dal.

Het optreden van bodemgolven schijnt o. a. samen te hangen met de stroomsnelheden en met de korrelgrootte van het zand. Het zoogenaamde klapzand (fijn zand, een hard oppervlak vormend) vertoonde nimmer groote zandribbels.

Aan de oppervlakte van het water geven de zandribbels rafelingen, waarvan sommige op de hydrografische kaarten als „strong ripple" staan aangegeven. De Nederlandsche visschers noemen deze ribbelgebieden „ongelijkens", „bollen", „hompels", „ribben", de Engelsche „ridges" en de Fransche „ridens".

2°. Omdat onder de Vlaamsche kust meer zand aanwezig is, zijn de *Vlaamsche banken*, uitgezonderd de westelijke uitloopers ervan, anders gevormd dan de banken nabij de Hoofden (Varne, Ridge, Baas, Falls). Zij zijn meestal breeder en bestaan uit „paraboolformaties".

Onder de kust bevinden zich vloedscharen, verder in zee ebscharen. Waarschijnlijk wordt geacht, dat onder de kust daarom een zandstroom naar het noordoosten een weinig overheerscht en dat aan de zeezijde der banken een druk uit het noorden aanwezig is.

Tegen de kust worden eenige opvallende vloedscharen aangetroffen, welke zeewaarts begrensd worden door schuin naar de kust loopende zandbanken, waarvan de nek tegen het strand aansluit.

Zandribbels van groot formaat komen onder de Vlaamsche kust niet voor, verder in zee wel.

De topografische vormen van het Vlaamsche bankengebied zijn duidelijke mariene stroomformaties. De herkomst van het zand is nog ongewis.

3°. De Vlaamsche banken zijn, blijkens een vergelijking van de hydrografische kaarten sinds 1800, slechts aan betrekkelijk *geringe verandering* onderhevig. Eenige details veranderden in de laatste eeuw, doch groote wijzigingen kunnen niet worden gevonden.

De oude Nederlandsche kaarten en zeilaanwijzingen voor dit gebied zijn, hoewel uitstekend voor den tijd waarin zij ontstonden, toch niet voldoende zuiver om daaruit stellige conclusies te trekken ten aanzien van verdieping of verondieping van het Vlaamsche bankengebied. De indruk wordt eruit verkregen, dat sinds de 16e, 17e eeuw niet alleen de totale zandhoeveelheid vrijwel niet toe- of afnam, doch dat ook in den vorm en ligging der banken slechts weinig veranderde. Mogelijk namen de „polders" in het Fransch-Vlaamsche bankengebied iets in hoogte af, omdat de oude zeilaanwijzingen vermelden, dat deze bij L. L. W. S. droogvielen.

Het zandtransport onder de Vlaamsche kust naar het noordoosten is niet groot.

4°. In den *Scheldemond* en ver daarbuiten bevindt zich een opmerkelijk *slibgebied*, waarboven slechts weinig zand in dagelijksche beweging verkeert. Enkele groote en kleine zandbanken schijnen op deze slib- of kleilaag te rusten, soms in den vorm van zoogenaamde lybische duinen, soms ook als langzaam voorttrekkende zandribbels van groot formaat.

Deze slib is waarschijnlijk slechts voor een zeer gering deel afkomstig uit de Schelde. Men zal hier moeten spreken van een oude autochtone, gedeeltelijk zelfs eocene kleilaag, die eenigszins aan afspoeling onderhevig is op de plaatsen die niet door zand bedekt zijn.

5°. De *stranddrift* langs onze „schoone" kust is niet groot. De geringe afname van den stortbult bij Monster is een bewijs, dat hier beneden 6 m — M. E.

slechts weinig bodemaantasting plaats vindt. Eenige plaatselijke metingen met de „Oceaan" bevestigen dit. Langs de Waddeneilanden in het Noorden is de kustdrift belangrijker dan bij Monster.

Door de vastlegging onzer kust met strand- en havenhoofden, komt minder materiaal voor de stranddrift beschikbaar en hierdoor worden onze noordelijke onderwaterdelta's en ook de geheele kust benoorden Scheveningen blijkbaar langzamerhand iets armer. De onderwaterdelta van het Vlie verloor in 100 jaren zelfs $\pm$ 50 millioen m^3 zand. Waarschijnlijk zal, nu onze kust hoe langer hoe meer wordt vastgelegd met strandhoofden, een nieuw evenwicht bereikt worden met lager liggende onderwaterdelta's.

6°. De zeebodem voor onze kust bezit eenige *zeedrift*. Althans bezuiden Petten vertoont de zeebodem zandribbels van ongeveer 5 m hoogte, wier steile kanten naar het noorden zijn gericht. Ook voor de waddeneilanden, en voor dat deel der schoone kust waar de bodem niet golvend doch vlak is, bestaat mogelijk wel eenige beweging.

Het is zeer de vraag of eenig zand uit de diepere zeegedeelten de stranddrift langs onze kust versterkt. Misschien bij aflandige winden een weinig.

Sinds de 16e, 17e eeuw verdwenen de drie banken bij Zandvoort-Egmond, genaamd het Harde, de Uiterrib en de Smalacht, welke op de wijze der Vlaamsche kustvloedbanken scheef tegen de kust liepen. Dit duidt op een geringe verarming onzer kust, welke echter niet overal even sterk behoeft te zijn geweest.

Ook de kustpeilingen, welke af en toe tot vrij grooten afstand uit de kust geschiedden, wezen op vele plaatsen op eenige nadering der dieptelijnen tot het land.

Het tempo dezer verarming is niet onrustbarend.

HOOFDSTUK VII.

Beschouwingen.

1°. Onder een *zandtong* wordt verstaan een aan de luwe zijde van een kusthoofd in horizontalen zin gegroeide ononderbroken smalle zand- (of kiezel)massa, welke landwaarts een vrij diepen zeeïnham gedeeltelijk afsluit. Meestal steekt het vrije uiteinde in diep water. Een zandtongenkust begrenst gewoonlijk een heuvelland van vrij zacht materiaal. Harde rotskusten leveren te weinig afslagstoffen.

2°. Onder een *strandwal* wordt verstaan een zandrug zonder bepaalde kapen of hoofden. Vele en groote zeegaten komen er veelvuldig in voor in verband met de daarachter gelegen vloedkommen. In beginsel groeit een strandwal niet horizontaal, doch verticaal. Echter komen bij dezen groei oogenblikkelijk zandtongverschijnselen voor, doordat zijdelingsche afvoer van zand plaats vindt. Een strandwallenkust begrenst dus een vlak, moerassig land of waddengebied zonder eenige verhevenheid. Bij positieve niveauverandering behooren wadden, indien de kustdrift een onvoldoende hoeveelheid stoffen aanvoert om tegen de zeespiegelrijzing opgewassen te zijn.

3°. Onze kust kan als een strandwal worden beschouwd, mits men zekere zandtongverschijnselen bij Blanc Nez en Texel daarbij inbegrepen denkt. In de natuur zijn de zandtong- en de strandwalkusten dikwijls moeilijk te scheiden.

4°. Kenmerkend voor de zeegaten zijn de onderwaterdelta's buiten (de „gronden") en binnen (de wadden); voorts de aanwezigheid van een „staart" links en een „kop" rechts, een voorkeur voor linksche of rechtsche hoofdgeulen, enz. Deze vormen kunnen met de in § 34 aangestipte theorie, waarbij de eb- en vloedbeweging

wordt vergeleken met electrische wisselstroomen, en uit de heerschende windrichting worden afgeleid. De theorie dat het water wil stroomen naar de plaatsen waar het L. W. het laagst is, is onjuist. De voortplantingsrichting en de voortplantingssnelheid van de verticale getijkromme zijn hier maatgevend. De wet van VON BAER heeft ten onzent slechts ondergeschikte beteekenis.

5°. Met behulp dezer wisselstroomen-theorie kunnen eenige eenvoudige gevolgtrekkingen worden gemaakt betreffende de oorzaken der ontwikkeling onzer zeegaten in een aantal denkbare gevallen. Een verandering van het Noordzeegetij in historischen tijd behoeft daarvoor niet te worden aangenomen.

De redenen voor de plaats en grootte-verhouding van verschillende uitmondingen eener getijrivier of zeegat kunnen, zonder af te dalen in berekeningen, wel worden verklaard.

6°. Zandkusten als de onze bezitten gewoonlijk vloeiende lijnen, buiten welke de „koppen" — die rechts van onze zeegaten worden gevormd — een weinig uitsteken. Zoodra een zeegat verdwijnt, vervalt de reden voor het bestaan, zoowel van de onderwaterdelta als van de „kop", zoodat alsdan beide door de zee worden afgeschaafd. De vloeiende lijnen zijn gewoonlijk cirkelvormige kustbogen, welke „opgehangen" zijn aan vastere punten (kapen) .Onze kust is hoofdzakelijk te beschouwen als bestaande uit twee positieve bogen, de Hollandsch-Vlaamsche en de Friesche, verbonden door een negatieve tusschen Texel en Terschelling.

7°. Daar de kapen een primaire functie bezitten bij het behoud van een kustboog moet aan den teruggang van deze kapen speciale aandacht geschonken worden. Voor ons is het noordelijk vaste punt van den Vlaamsch-Hollandschen kustboog, Texel, van veel belang. De onderwaterdelta's der zeegaten beschermen de kusten. Aan die van het Marsdiep moet een belangrijke functie worden toegekend, omdat deze het eiland Texel beschermt.

Ten oosten van Juist bezit de kust een rechte strekking omdat de Duitsche Bocht nog niet voldoende met zand is opgevuld om een vloeienden boog te vormen.

8°. De onderbroken kust tusschen Westkapelle en Hoek van Holland ligt zeewaarts van den grooten kustboog. Dit moet op rekening worden gebracht van de samengestelde onderwaterdelta, gevormd door de stroomen uit en in de zeegaten. Zouden deze zeegaten in de toekomst verdwijnen of afnemen in vermogen, dan zou een teruggang der eilandkoppen te duchten zijn, zoodra tevens de zandbanken der lange samengestelde onderwaterdelta door de kustdrift zouden afnemen.

9°. De ligging van den mond van den Waterweg aan de lijzijde van de zeer groote, langgerekte onderwaterdelta, waarvan het noordelijk deel zijn bestaansreden verliest, (het zeegat van den Briel slaat dicht) is eigenlijk niet gunstig. Er moeten hier in de eerstvolgende eeuwen belangrijke veranderingen worden verwacht. Waarschijnlijk zal voor den mond van den Waterweg een nieuwe onderwaterdelta worden gevormd. Voor de Delflandsche kust zou dit gunstig zijn.

10°. De Hollandsche kust bezat vroeger 3 zeegaten, welke thans geheel of gedeeltelijk zijn verdwenen, t. w. het Helinium, de Rijnmond bij Katwijk en het Zijpe bij Petten, De „gronden", die voor die monden moeten hebben gelegen, zijn mede verdwenen, terwijl de „koppen", rechts daarvan, werden afgeschaafd.

Onze kust ging in historischen tijd dus niet over de geheele lengte gelijkmatig achteruit. Het is mogelijk, dat de drie vloedbanken het Harde, de Uiterrib en de Smal-

acht, die op de 16e, 17e eeuwsche kaarten voorkomen de laatste resten der vroegere onderwaterdelta's zijn geweest.

11°. De oude duinreeksen tusschen Kijkduin en Petten moeten opgevat worden als groeilijnen van een kustverplaatsing van de strekking Helinium—Wieringen naar de strekking Helinium—Texel.

12°. De Vlaamsche kust is sinds den Romeinschen tijd waarschijnlijk slechts weinig teruggeweken. (BRIQUET). Zeegaten verdwenen, waarna ook hier de kust werd gladgeschaafd.

13°. Opmerking verdient, dat voor de drie kustbogen Blanc Nez-Gris Nez, Dungeness-Folkestone en Blanc Nez-Texel de westelijke helft zandrijker is dan de oostelijke. Dit geeft den indruk, dat het zand moeilijk uit de „luwe" hoeken komt, hetgeen zou beteekenen, dat het zand der Vlaamsche banken ook in de verre toekomst niet veel aan onze kustdrift zal toevoegen.

14°. De amplitudevergrooting te Vlissingen, welke aldaar sinds ± 1870 is op te merken moet niet op rekening van een getijversterking uit de Hoofden worden gebracht, doch is naar alle waarschijnlijkheid een gevolg van de afdamming van het Sloe en het Kreekrak.

15°. De gemiddelden der middenstanden, zooals deze tot voor kort voorkwamen in de „Tienjarige Overzichten van Waterhoogten" geven een goed beeld van de veranderingen in de rijzing van de zeespiegel ten opzichte van het land sinds ± 1880. Per 10 jaar ging deze gemiddeld ruim 2 cm naar boven.
Ook in Vlaanderen en in Duitschland neemt men dergelijke verhoogingen waar aan de peilschalen, zoodat de waarschijnlijkheid bestaat dat zij eveneens in de Hoofden en in een groot gedeelte der Noordzee voorkomen.

16°. Een globale berekening wijst uit, dat de invloed van het Noordgetij op onze kusten door een zeespiegelverhooging als onder 15° beschreven iets moet toenemen ten koste van het Zuidgetij, dat de phasen der getijden langs onze kusten iets moeten vervroegen, doch dat er overigens geen *extra* verhoogingen van stormvloeden of gewone hoogwaters door ontstaan. Door de toename van den invloed van het Noordgetij zou ook de linksche uitstroomingsneiging van het water in onze zuidelijke zeegaten iets worden getemperd, niet in de noordelijke.

17°. De zeeëngte der Hoofden schijnt zeer oud (eind tertiair of begin pleistoceen) en sindsdien door smeltwater, zeestroomen en golfslag verruimd te zijn. De opvatting, dat de getijstroomen alleen een steeds boven water blijvenden landrug kunnen doorknagen moet als onjuist worden opgevat. De Oer-Rijn-Schelde-Maas heeft wel eens via de Hoofden uitgemond.

18°. Voor zoover kon worden nagegaan heeft onze kust zich, wat de groote lijn aangaat, sinds lang aangepast aan de zeeëngte der Hoofden en aan het regime der stroomingen, welke uit een verbinding van het Kanaal met de Noordzee moest voortvloeien. Het ligt echter in de lijn der ontwikkeling, dat door zandverlies langs onze kusten eenige neiging tot algemeene terugwijking bestaat ten voordeele van de zuidoostkust der Duitsche Bocht.
Plaatselijke kustveranderingen, verband houdend met het verdwijnen van riviermonden of zeegaten, of met een vermindering van het vermogen daarvan, bleken wel van ondergeschikt belang, doch overigens in het geheel niet te verwaarloozen.

NASCHRIFT.

1°. De gemiddelde snelheid op 10 m diepte in het meetpunt D, waar gedurende 16 dagen achtereen in Juni 1936 gemeten werd, was $v_{10} = 69,6$ cm/sec., de gemiddelde snelheid v_m was in D 62,7 cm/sec. De snelheid v_{10} kwam niet overeen met het gemiddelde, hetwelk door CARRUTHERS op 10 m diepte bij het lichtschip Varne werd gevonden, namelijk 42 cm/sec.

2°. Ofschoon de door CARRUTHERS gemeten stroomen bij de Varne niet als zeer nauwkeurig kunnen worden beschouwd, bleek de door ons in 1936 verkregen reductiegrafiek voor punt D geheel overeen te stemmen met die voor de Varne en voor Sandettie. De in 1935 verrichte reductie der stroomen kon dus worden gehandhaafd.

3°. De vertikaalkrommen voor D bleken van de 5,3 de macht te zijn, dus juist dezelfde macht als in 1935 werd gevonden voor de verspreide meetpunten in de Hoofden, indien eenige, genomen boven een sterk geaccidenteerden bodem, niet meegerekend werden.

4°. Analysatie der stroomkrommen bij D gaf het volgende resultaat.

Horizontaal getij te Dover (10 m — opp.).				Verticaal getij te Dover.	
Getij.	Periode.	Kappa.	Ampl.	Kappa.	Ampl.
M_2	12,4 h	10°	109 cm/sec	337°	237 cm
S_2	12,0 „	63°	26 „	33°	55 „
M_4	6,2 „	292°	9,6 „	235°	30 „
O	25,8 „	32°	12,7 „	184°	9,1 „
K_2	11,97 „	63°	6,8 „	33°	14 „
K_1	23,93 „	178°	10,1 „	13°	6,4 „
P	24,07 „	178°	5 „	13°	3,2 „

5°. De stroomroos op 10 m diepte bij punt D was plat van vorm met maxima van 107 cm/sec. bij vloed en 110 cm/sec. bij eb (gemiddelde van alle gemeten maxima).

6°. De dag- en nachtgetijden verschilden veel in grootte. Het verticale getij was uit den pas met het horizontale.

7°. De krachtige zuidwestewinden van 13—17 Juni veroorzaakten blijkbaar een vloedoverschot der stroomen, terwijl bij de onregelmatige winden van 18—30 Juni een eboverschot viel op te merken.Er werd niet nagegaan of de wind dit veroorzaakte, dan wel het verschil in atmosferische druk boven de aangrenzende zeeën.

8°. De totale reststroom was 1,35 km per getij (3 cm/sec.) in de eb-richting. Evenwel moet de totale vloedstroom (428 000 000 m^3 per getij) grooter zijn dan de totale ebstroom (410 000 000 m^3 per getij), omdat de profielen tijdens vloed naar verhouding grooter zijn. De hier genoemde hoeveelheden zijn gerekend per km breedte van de raai.

9°. De vaste ligging van de Varne houdt natuurlijk verband met de stroomen (m/sec.), niet met de hoeveelheden (m^3/sec.). De stroomsnelheden zelf schijnen volgens onze metingen vrijwel in evenwicht te verkeeren bij de Varne.

10°. De meting in punt D bracht duidelijk naar voren, dat men in de Hoofden beter 25 uurswaarnemingen dan 13 uurswaarnemingen kan laten verrichten. Overigens werden de in 1934/'35 gevonden meetcijfers en conclusies als juist bevonden.

MEASUREMENTS IN THE STRAITS OF DOVER, AND THEIR RELATION TO THE NETHERLANDS CAOSTS.

With the Rijkswaterstaat survey-vessel „Oceaan" in 1934—1935.

INTRODUCTION.

The Straits of Dover are in certain ways to be considered as the root of the Flemish-Dutch coast as far as Texel and as the place where the most influential part of the tidal phenomena along this coast originates.

Some uncertainty existed about the influence of a supposed enlargement of these Straits which was expressed in the following two questions, published by the „Bataafsch Genootschap der proefondervindelijke Wijsbegeerte" in September 1934.

I. For the formation of our country the changes which have taken place in the Channel between England and France have been of great importance. The „Genootschap" desires an answer to the question in what measure the capacity of the Channel has been enlarged in bygone centuries by widening and scouring of its profile and perhaps by other causes.

II. In past centuries the Channel has been enlarged by the widening and scouring of its profile and perhaps by other causes. The „Genootschap" desires an answer to the question if — and in what measure — the enlargement of the capacity of the Channel has influenced, and still influences, the water movements and the highest water levels in the Dutch inlets.

Also in the Dutch Parliament at the meeting of November 6th, 1935, the need of an investigation of these questions was stressed as follows:

> „Several members draw attention to the rising of the tides in the North Sea caused by a natural enlargement of the English Channel. The rate of this enlargement may be considered very slow, yet it causes larger tidal phenomena. These in their turn are influencing the tidal streams in Zeeland and South Holland and higher embankments might be necessary. It might be proved most unexpectedly by catastrophes that these embankments are no longer strong enough for the changed conditions and very expensive precautions may be required. These members think it desirable that the Government should investigate this matter and energetically effect a strengthening of the embankments and a change in the draining works, if these are found to be necessary".

According to existing theories our coastal sands were to be considered as forming a spit, grown in a north-easterly direction from the headland of Blanc Nez. An amount of 10 to 12 million cubic metres of sand and silt was believed to be moved annually to the North-East through the Straits of Dover and further on along the Flemish-Dutch-Frisian coasts towards the mouth of the Elbe. This amount was calculated from the supposed rate of recession of the Channel coasts (Bouniceau, Lamblardie, de Mey).

Already in 1854 Marchal came to the conclusion that these Channel-materials are also mainly responsible for the accretions of the fertile „polders" in Zeeland, and he maintained that the marine portion of these accretions was 45 times larger than the fluvial portion.

Keller (1861), on the contrary, suggested that the sands in the Flemish banks were of fluvial origin and brought southward from the mouths of the rivers Rhine, Maas and Scheldt. Plocq extended this theory by accepting two sand-drifts, one from

the south, the other from the north. Both might bring their sediments to the Flemish coasts.

The question of the scouring out of the Straits of Dover had been subject to many speculations. Lord KELVIN wrote that the influence of a dam in these Straits would hardly affect the tide in the North Sea (northern part of the North Sea most likely!). Others concluded however that any change in the profile would cause a change in the tides along the Dutch coasts. An enlarged tidal action which actually exists at Flushing might be caused by a widened and deepened profile of the Straits of Dover.

Other theories which caused some interest, were those held by the Dutch geologists that the Straits are of comparatively recent formation. They supposed that the Straits were formed about 3000 to 5000 years ago and an archeologist claimed in 1928 to have found definite proof that Caesar crossed the Channel mainly on horseback; an island, called Ictis, would have been situated between Gris Nez and Dover and wide coastal sand planes would have almost choked the Straits of Dover. After about 400 A.D. these Straits were supposed to have widened tremendously and enormous catastrophes along the Dutch coasts would have resulted (See § 25, 26).

The above mentioned problems and some others were investigated with the „Oceaan" for two months in 1934 and some weeks in 1935. The stone-samples, which were taken during these investigations were examined by Dr. P. TESCH and Dr. TH. REINHOLD, both of the Government Geological Survey; the sands were classified by Prof. Dr. C. H. EDELMAN from Wageningen University and his staff (See Dr. J. A. BAAK's thesis: Regional Petrology in the Southern North Sea, February 1936).

Thanks are tendered to the English, French and Belgian authorities who assisted and facilitated the expedition.

CHAPTER I.

§ 2. *The investigations with the „Oceaan" compared with some foreign ones.*

As the activities of the „Oceaan" are more or less different from other surveying ships a special chapter is devoted to explain its purpose and methods.

Measurements of currents are taken by most countries around the North Sea. Mentioned are the British, German, Danish and Swedish measurements. Bottom-samples of parts of this sea were described by VAN MIERLO (1899), BORLEY (1923) and PRATJE (1931). DANGEARD (1928) described the bottom of the Channel. Of the coastal researches the works of BRIQUET (1931) and the (American) COAST EROSION BOARD (1933) are considered important.

The activities with the „Oceaan" include stream-measurement, the taking of sea-bed samples and coastal research. The main object is to know the influence of streams on the sea bed and the coasts. The instruments used on board are described in chapter VIII.

A knowledge of the internal operation of tidal waters is necessary for planning engineering works in these waters, and may be considered essential for the maintenance of a country which hardly rises above sea-level and possesses relatively weak coasts.

The investigation of the Dutch seas and inlets was started in 1930 with 3 ships of abt. 30 Tons for inlet- and river work and the „Oceaan" for sea-work. Hydrography, history, geography and geology are touched by this research, but it is mainly hydraulical.

The Russians seem to have started a similar investigation of their coasts and call

this a "hydrogeological" survey. Any experiment in a laboratory must be based upon a research "in natura". Laboratory-research alone is not enough; it even may be dangerous.

§ 3. *Methods.*

An investigation as described above should include:

A. *Direct measurements* with reliable instruments. Not everything can be measured with these instruments; about 10% of the tides (stormtides) cannot be measured that way, the lowest layer of about 10 cm cannot be reached, and the time is limited to a few tides at every point of measurement.

B. *Series taken with registering instruments.* The combination of A and B gives the proceedings in the 4 dimensions: length, breadth, depth and time.

C. *Periodical soundings.* These give the results of the currents and other forces, measured with the methods A and B. The difficulty that movement of the sand in the lowest layer of 10 cm thickness cannot be measured by the instruments, is largely eliminated by C, because more accurate total amounts of sand-displacements can be obtained by sounding. The research of the water- and sand movement in the lowest 10 cm is work for laboratories. In the Delft laboratory attention is given to this.

D. *The "film".* By this is meant a series of old and recent charts, all on the same scale and referring to the same level (mean sea level = *m.s.l.* = the plane above which the areas of the tidal curves are as large as the areas below this plane). The *"film"* extends over a cycle of about one century, which is generally considered still too short. The slow changes of the bottom and shores, which escape attention when using the methods A, B and C, are registered here.

§ 4. *Some practical points of view.*

Lack of knowledge is expensive and unsatisfactory, especially in works where harbours and channels are involved. A landing stage should not be built on the shore of a channel shifting its bed; a harbour entrance should not be made at silty parts of a stream, and brackish waters should be examined specially in a thorough way, because they are the most unreliable for works of any kind.

Water charged with salt or silt is heavier than clean water and these differences in specific weight result in abnormal bed currents, which often are very important. Scouring capabilities of streams are a doubtful asset, because sand movements often mean deposits of this sand at places where it is not wanted. The best channels are those where no movement of material exists. For the rest no general rules should be given, because every region possesses its own regimen, its own waters, its own sands and silts and its own bed configurations.

It is generally helpful to speak of "sand-streams". They often follow the rest-streams or drifts of the water near the bottom. In the delta of the Rhine and Maas two kinds of sand are deposited; the river-sand coming down from Germany and Belgium and the sea-sand coming inland with the "underflood", which in a channel like the Rotterdam Waterway is very powerful. Formerly the *river sand* caused much trouble because it made the riverbeds grow higher and higher. The embankments ("dijken") had to be raised accordingly, but calamities occured nevertheless almost annually. The trouble was that the transporting capacities of the Rhine and the Maas diminish when approaching the sea. The improvements which were planned in the 19th century and only partly executed, involved big works in order to quicken the river-

sand-stream, so that the sand might be deposited into the sea, but in so far as our present investigations have disclosed, no possibility to obtain this result exists. The relatively heavy sea water forms wedges in the river mouths, which the river sand-streams cannot pass (see fig. 4).

Since the invention of powerful dredging machines the difficulties with the river sand diminished. Now this sand can even be sold with profit to concrete factories, so that some people wish that the rivers would bring more.

The total amount of silt which the Rhine brings down from Germany is measured to be 2 600 000 m^3 a year (mean figure for 16 years). The Maas brings about 610 000 m^3 of silt yearly. To this may be added about 1 000 000 m^3 of sand for the Rhine and some hundreds of thousands m^3 of sand for the Maas.

The *sea-sand* and *sea-silt* have been very material in building the soils of Zeeland and Flanders. Also the seaports in these districts saw their harbours choked because of it. The question whether our modern ports are safe in the future may be answered by pointing to the modern dredging-machines with which Nature may be forced into almost any direction. Yet, economy remains a powerful factor. Nature should be co-operated with, instead of fought.

The sea-sand penetrates near the bottom of river mouths, because a rest-stream exists there going inland. This rest-stream is caused by a kind of rolling of the water. (fig. 4).

Rotterdam is situated favourably in a region which the stream of sand from the sea hardly reaches (fig. 2). It might, however, better have been built 10 miles further eastward, because the tendency of the sea-sand is to creep up landward. It might have been supposed that the increase of 30 % in fresh water affluent to the Rotterdam Waterway would have resulted in pushing the salt water towards the sea but this is not so. At high tide the tongue of the saltwater wedge often lies past Rotterdam. [1])

The marine sediments being so important, it was necessary to investigate their supposed source in the Straits of Dover.

CHAPTER II.

The movement of material through the Straits of Dover.

§ 5. *Circumstances during the measurements.*

The "Oceaan" was working in the Straits from June 12 to August 13, 1934 and for some weeks in April and June, 1935. The weather was favourable. A specimen of a daily measurement-graph is shown in fig. 6.

§ 6. *Direct measurements of the sand movement.*

During 31 different tides about 900 measurements were taken. Quite contrary to expectations no sand could be found in the water. However in places where a sand bottom was encountered some sand was noticeable in the waters. In this way to the east of Cape Gris Nez, on the slope of the „Banc à la ligne", 0,22 cub. cm during maximum flood and 0,38 cub. cm during maximum ebb was found per minute and per square dm. This can be calculated to 60 cub. m. a year for flood and 100 cub. m. a year for ebb, if a width of 1 km is taken into account. Through the Straits abt. 1600 m^3 of very fine sand move annually with the flood and abt 1000 m^3 with

[1]) No water of Rhine or Maas flows through the tidal channels of Zeeland, the southernmost branch of the Rhine being the Haringvliet, bringing 50 % of the Rhine water to the sea. The Rotterdam Waterway brings 40 %.

the ebb. On the Varne a regular movement of sand could be measured. No measurements were taken on the other sandbanks, because circumstances were the same there and gigantic bottom ribbles showed distinctly that movement of sand occurred on all banks.

The most important result of our investigation therefore is, that in the alignment Gris Nez — Dover practically no movement of sand could be found.

Another proof that practically no sand was carried in the water between Gris Nez and Dover was found when taking bottom samples at slack water. No sand could be traced on the surface of the stones or weeds even then.

Other observations which will be described later indicate that also during storms hardly any sand will pass the Straits of Dover.

Near Calais an ebb channel and a flood channel were examined in order to verify our theory that ebb-channels possess more movement of sand during ebb than during flood, whereas in flood-channels the sand is transported mainly in the direction of the flood. (fig. 7 and 8).

§ 7. *Transport of silt.*

This was not investigated thoroughly because some reliable French measurements were available and because the waters in the Straits of Dover were, according to our ideas, very clear. (The water at the mouth of the Scheldt contains normally $\frac{170}{1\,000\,000}$ volume units of silt). Some cloudiness could be seen near the shores, but even this was less than near the Dutch coasts. PLOIX had found for the waters of Boulogne $\frac{6}{1\,000\,000}$ volume units of silt. We found about the same. Though this figure is small, yet if multiplied with the annual quantity of water going north-eastward an amount of 1 or 1½ million cub. m. of silt may be obtained. This is small, however, compared with the quantities of silt, suspended in the water of the North Sea.

The question, what is silt and what is sand, is difficult to answer, because most of the silt and sand are quartz grains. We called grains larger than 20 microns sand. PLOIX had found some sand grains in the surface water off Boulogne. We did not find this but PLOIX may have called grains smaller than 20 microns sand-grains still. Also the possibility exists that clogged silt was mistaken for sand. For the rest it must be admitted that stray sand-grains can sometimes be found remarkably far from the bottom or at rather great distances from shores.

§ 8. *Investigation of the bottom.*

About 300 bottom-samples were taken, some of which are shown in fig. 9. The topography of the bottom is clear: rocky or stony in the deeper parts, sand on the banks. Hydrographical charts of this region show too much sand, which may have been caused by the fact that a greased lead cannot take stones.

The banks seemed to be accumulations of sand lying on a stony and rather flat bottom. Mostly as soon as the slope of the banks changed into flatness, rock or stones were met instead of sand. The Gardes-Quenocs are to be considered as erosion rests, which means, that their surface is stony and swept clean of sand. The sandbanks Varne, Ridge and Baas have a totally different appearance from the Quenocs.

RENAUD (1890) makes the statement that the Ridge and the Varne are covered with sand, gravel and stone. This is not true as regards the Varne and the northern part of the Ridge, which were both examined by us. They are covered with sand only.

He further supposes that these banks possess skeletons of hard rock. This is not likely, because this rock never showed on the surface. If any stone had been exposed, our echo-soundingmachine would have indicated this even without sample-taking, because a rocky bottom shows differently from a sand bottom. Nothing but regular sand formations were found on the examined banks and with our grabs not a single stone could be caught above the level of the stony surface beside the banks. The so called "drilling", which RENAUD and LAROUSSE had performed was quite superficial and did not exceed one or two dm. RENAUD's statement that between the Varne and the Ridge alluvial sediments are found may be partly right, because rather small stones are lying there. May be that during very heavy storms these stones can be shaken somewhat, and for this reason might be called alluvial.

Some granite and beach pebbles can be found on the bottom of the Channel. HALLEZ (1899), G. DUBOIS (1923), DANGEARD (1928) and BRIQUET (1931) believe them to be transported by drifting ice in glacial times (See fig. 11).

§ 9. *Recent transport of gravel.*

DANGEARD accepts for the Channel the possibility of a movement (turning) of stones smaller than an apple or a nut by currents of 6 or 7 knots (surface currents!). In the Straits of Dover surface-velocities of only 3 to 4 knots occur. DANGEARD draws his conclusion from the all-round vegetation on some of these stones. If any real forward movement had taken place this vegetation would have shown some damage. Did the streams "turn" the stone or was this done by starfish? The bottom is teeming with all kinds of life. If indeed the currents are responsible for all-sided vegetation, still this is no proof that smaller stones actually move forward, because between the larger stones holes exist into which a small stone would come to rest.

In our instruments not a single small stone was found. Moreover the bottom-currents would not have been able to move heavier grains than normally coarse sand (abt. 500 microns) or with the aid of the turbulence caused by waves in 30 m water perhaps stones of the size of a pea or a bean at the most. This does not contend against Dangeard's view as e.g. expressed in his descriptions of some recent sediments of the Channel-bottom.

Whether any movement of this small material really takes place in the Straits of Dover depends on the occurence. There hardly exists such fine material at the bottom surface. In the deeper layers or hollows in the bottom sand and small stones can be found, but the currents cannot reach these. Surface stones were invariably covered with vegetation of some sort. Stones lying in deeper layers did not show this.

Though there may be some shaking up of fine grit between the Varne and the Ridge, as stated before, even this grit was found to be grown over with weeds, Algae, etc. not only in summertime, but also after the heavy storms in the spring of 1935. No sign of a recent shaking up could be found in the beginning of April 1935.

Except on the sandbanks the bottom must be considered as "swept clean". By this expression is meant that fine material up to a certain size, which differs according to the place, has been removed. The size of the smallest stones found on the surface of the bottom is of course no measure for the strength of recent currents. The small stones may have been removed long ago by fiercer currents.

In some places, especially in the deepwater channel, the bottom shows differences in depth of 15 m on 50 m horizontal distance. Here the bare rocks show at the surface of the bottom. The echo-instrument was found to be a good indicator of the bottom forms and by these forms the nature of the bottom (sandy, stony, rocky) could be seen quite clearly.

HALLEZ and DANGEARD suggested that the bottom of the Straits of Dover is subject to local scours by means of eddies, because in some places they found differences in depth from the hydrographical charts. The currents in the Straits of Dover are not big enough for this and a better explanation is that the bottom is so irregular, that differences of several metres may be found at almost the same spot. The echo-sounder proves this.

The general conclusion must be made therefore that the bottom of the Straits cannot be scoured out perceptibly by the existent currents. Animals may attack the soft chalk in some places to a very slight extent.

§ 10. *Beach drifts.*

The beach drift along the Kentish coast was formerly more important than it is now, because the piers of Folkestone and Dover intercept this drift almost entirely. Along the "côte de fer", south of Gris Nez, the beach drift is to the south. (The arrows in BRIQUET'S figure (fig. 12, should be drawn in the shoreline, not in the Channel waters, because the latter have a north-easterly drift). East of Blanc Nez the beach drift is going to the east. The sand-layer on the beach of Blanc Nez is very thin, whereas no sand at all exists off Gris Nez. It is significant that no beach drift passes Gris Nez in either direction.

CHAPTER III.

Currents in the Straits of Dover.

§ 11. *Current-verticals.*

The diagrams of the currents at a certain moment in some vertical from surface to bottom are called here current-verticals. The lowest point in which the currents were regularly measured (registered in sequence.) was at 0.15 m + bottom.

About 1000 measured stream-verticals, of which abt. 200 taken in the Straits of Dover and the rest in the Dutch inlets show generally:

1°. The quickest current occurs at the surface (v_s);

2°. The bottom currents (v_b) are much less than the surface-currents;

3°. The diagram of the currents may be approximated by a parabola of the 5° power: $v = a \sqrt[5]{h}$, or rather $v = \sqrt[5,3]{h}$.

4°. When differences in specific-weight occur in the layers of the vertical the current-verticals take abnormal forms (fig. 13).
In the Dutch rivers Rhine and Maas parabolas of the 6° to the 10° power are common.
The advantage of this formula $v = a \sqrt[5]{h}$ is its simplicity; the mean velocity $v_m = \frac{5}{6} v_s$ is found at 0.4 h + bottom. The velocity at 1 m + bottom is $v_1 = a$.

Our measurements do not agree with the ideas of some former investigators (GAUSSIN 1855, PLOIX 1875), who held that the currents near the bottom of the Straits of Dover were as strong as on the surface.

The explanation of the parabolic form is as follows: The bottomfriction causes the bottom-layer to stand still and the influence of the bottom is felt less in proportion as that the distance to it increases. The harcelated area of fig. 17 may be called the "velocity-area lost by friction". The influence of the bottom is largely transmitted by turbulence to the higher layers.

§ 12. *The influence of bottom-currents on the movement of sand.*

The influence of currents often has been exaggerated, a general mistake being the omission of a height-figure for the currents, which were investigated. Of course currents of 1 m/sec. may move sand when their height above the bottom is only a few inches, but nothing should be said if this velocity occurred at several metres from the bottom.

According to our measurements a current of about 1 m/sec. (at 0,15 m + bottom) may move a small amount of sand of ½ mm diameter, a current of ¾ m/sec. may move the same amount of sand measuring abt. ⅓ mm, and a current of about ½ m/sec. can move this amount of sand measuring $^1/_4$ to $^1/_5$ mm. These are bottom currents taken at 0,15 m + bottom. (Fig. 18, 20).

Large local irregularities are evident. Turbulence, wave action, quantity of silt in the bottom, etc. will influence the "critical velocities" largely. No general formula should be given.

The amount of sand in a sample of water taken on 0,10 m + bottom may increase with the 3rd or 5th power of the velocity. The amount of sand found in samples taken at 0,10, 0,30, 0,50 and 0,70 m + bottom may vary as 100 : 54 : 35 : 28, but is often quite different.

The rolling of sand may begin at rather small velocities. Sand of ½ mm may start moving with currents of 0,30 to 0,50 m/sec. (measured at 0,15 m + bottom).

The size of the floating sand decreases with the distance from the bottom. At a height of 0,10 m + bottom already a smaller size of sand is found than on the bottom This effect causes the assortment of sands. The size of the suspended sand gives a figure for the force of turbulence.

§ 13. *Reduction index.*

The vertical tide as registered at the tide-gauge at Dover was compared with the horizontal tide as registered on board the Varne lightvessel (Dr. CARRUTHERS). They give the following results:

vertical tide	currents	
140	152	(spring)
100	100	(normal)
60	48	(neap).

Instead of this, the formula $v = 1{,}7 \sqrt{A^3}$ may be used, in which A, the tidal rise at Dover, is expressed in feet and v in percents.

§ 14. *The current charts.*

They indicate the normal currents (reduced to normal tides with the reduction index) for v_a, v_b and v_m. The cotidal lines of the horizontal tide and those of the vertical tide move from south to north. They resemble each other. The amplitudes of the M_2 and S_2 tides were found to be:

	M_2		S_2	
	ampl.	difference in time	ampl.	difference in time
Boulogne	284 cm	— 6 minutes	95 cm	— 2 minutes
Dover	219 „	0 „	70 „	0 „
Gris Nez	259 „	0 „	80 „	0 „
Varnebank	277 „	+ 6 „	76 „	+ 4 „
Calais	242 „	+ 17 „	71 „	+ 18 „

The vertical tides at the Varne and at Gris Nez were measured with the instruments shown in fig. 125, and compared with the simultaneous tide-curves of Boulogne, Dover and Calais.

§ 15. *Total flow.*

The profile of the Straits in the alignment South Foreland-Gris Nez (both light-towers) was divided into several parts and the reduced normal v_m velocities were drawn hourly. The velocity-vectors, standing perpendicular on this alignment, were multiplied with the different areas of the profile, while the changing water level was taken into account. The sum-total for every hour was graphically put down (fig. 32), with the result that the flood-flow was found to be 19 146 000 000 cub. m per tide and the ebb-flow 16 907 000 000. This gives a north-east going drift of 2 239 000 000 cub. m per tidal period at normal tides.

§ 16. *Current-roses.*

Because the coasts are near the streamroses are flat. PLOCQ's theory about the influence of rotating streams upon the formation of sand banks and coasts cannot be true, because the velocities at slack water are far too insignificant to move sand.

§ 17. *Current-maxima.*

The data given in fig. 7 and 8 are reduced to normal tidal conditions. The normal maximum bottom streams ($v_{0,15}$ = 0,35 to 0,60 cm/sec.) can be considered to be able to move some sand.

§ 18. *Comparison of current data.*

The data of the Atlas of the Deutsche Seewarte and the measurements of PLOCQ agree more or less with ours. HELDT's figures for surface-velocities at the Sandettie lightvessel are important and so are DR. CARRUTHER's for the velocities at the Varne lightvessel. In reality the sinusoids of the streams at the Sandettie lightvessel cannot be angular. HELDT's prolonged slack-waters may be due to long anchor chains.

§ 19. *The drift in the Straits of Dover.*

According to DR. CARRUTHERS the mean drift at the Varne lightvessel at a point 10 m below the surface was 1,47 mile per tide. In 1935 he published a new series of data, in which he arrived at 1,65 mile per tide. This difference may be ascribed to difference in registration of the instrument, as the reduction-graphs for these two periods showed. The mean tidal velocity which CARRUTHERS gives for the Varne seems to be too smal. We expect it to be near 70 cm/sec. instead of 42 cm/sec.

The drift at the Varne may be compared with those at the Dutch lightvessels Noordhinder 0,54, Schouwenbank 1,19, Maas 1,50, Haaks 1,70, Terschellingerbank 1,41 miles per tide.

CARRUTHERS found the largest flooddrift at the Varne lightvessel to be about 10, and the largest ebb-drift about 6½ miles per tide.

Assuming that the drift at all points of the profile of the Straits is the same as at 10 m depth at the Varne lightvessel, CARRUTHERS figures would give 3 800 000 000 cub. m. flooddrift per tidal period. We find 2 239 000 000 cub. m. but may add some percentage because we measured in summer-time. We then arrive at

2 400 000 000 m^3 per normal tide.

The causes of the drift are: the difference in area of the profile during flood (average 1,41 sq. km) and ebb (average 1,29 sq. km); the wind causing currents, which are quickest at the surface and possibly negative or non-existent at the bottom; the difference in air-pressure and difference in specific-weight. The periodical changes in the drift were investigated in 1936 (see Addendum).

The current-system in the Straits of Dover is comparable with the system in one of the dividing points in the Rhine-Maas delta and in the tidal streams of Zeeland. In these the circumstances are more involved however, though on a much smaller scale.

CHAPTER IV.

The scouring in the Straits of Dover.

§ 20. *Soundings of 1870 and 1934 compared.*

For a tunnel project Capt. RICHARDS (1870) took soundings between Gris Nez and South Foreland. On July 17th, 1935 we took echo-soundings in the alignment of the lights. By means of light-signals from Gris Nez the „Oceaan" could be kept within 20 m distance from this alignment. The tide-curves of Dover, Boulogne, Gris Nez and Calais were taken into account. The soundings were reduced to mean sea level. (See fig. 38; a better drawing, 3 m long, may be sent to those interested).

The mean sea levels for Boulogne, Calais, Gris Nez and Dover were calculated for the period 14 June till the beginning of August 1934. It was assumed that the m. s. l. of these 4 stations lay in the horizontal plane. In this way we found the zero of the tide gauge

of Dover	lying	2,68 m	— m. s. l. (mean sea level),
„ Calais	„	3,91 „	— „ „ „
„ Boulogne	„	4,92 „	— „ „ „

The English and French levels used for hydrographic charts are:

at Dover	2,54 m	— m. s. l.
„ Boulogne	4,84 „	— „ „ „
„ Calais	3,92 „	— „ „ „
„ Dunkirk	3,24 „	— „ „

The level which Richards used in 1870 could not be traced any more. We took it to be the "mean low water spring" = 2,70 m — m. s. l. (Dover), 3,90 m — m. s. l. (Calais) and 4,90 m — m. s. l. (Boulogne). This profile of Richards cannot be very exact so that the differences found between his soundings and ours cannot be used as an indication of scouring out or silting up. (see fig. 38).

The total area below m. s. l. was found to be in 1934 : 1 366 400 square m.

It is not likely that this figure will change much in the first few milliades because of scouring or silting.

§ 21. *Soundings on the Varne.*

The first soundings were taken by Capt. BULLOCKS (1848). Captain EVANS repeated this in 1875. We wanted to know whether any change in position could be found since then. The coordinates of points on the shore were obtained from the British Hydrographical Service. Two different soundings were obtained by us with the use of two different sets of shore-points. Both gave the same results. (Fig. 41).

Only very small differences from the soundings of 1848 could be found. A comparison with the sounding of 1875 shows more difference, but this may be due to some error in the coordinates made in 1875. Only details seem to have changed since 1848. This is thought to be peculiar, because of the supposed flood-gain here and the positive sand-movements on the back of the Varne. In § 28 a theory is advanced in order to explain this. (See also Addendum).

CHAPTER V.

The widening of the Straits of Dover.

§ 22. *Lack of exact data.*

The French hydrographer PLOIX gave in 1876 nine distances from fixed points to the top of the French coastal cliffs. No figures were given, however, for Gris Nez and Blanc Nez. The British Coast Erosion Commission (1906) gave some information for the coast near Dover but few exact data.

§ 23. *Erosion of the English cliffs.*

The presence of the Roman pharos at Dover and the archeological researches at this place prove that the erosion of the cliffs near Dover must have been slight since Roman times. The influence of the waves is not so great as strangers sometimes suppose. The weathering of the cliffs may be seen in the vanishing of letters cut in the chalk in about 2 or 3 years and in the "footing" of dead cliffs. A total recession of the cliffs at South Foreland of 8 to 15 m in 2000 years is thought reasonable. To the east of St. Margaret some more erosion is evident.

§ 24. *Erosion of the French cliffs.*

Gris Nez is receding very slowly. A drawing of 1838, showing the lighthouse at Gris Nez and other buildings was compared with the situation as it may be seen to-day. About 4 metres may be the amount that the clay of the top layers has receded. The recession of the rock layers must be hardly measurable in 100 years.

The old fortress at Gris Nez of 1544 is still intact. BRIQUET must have made a mistake here, the northern corner is not missing. Near Boulogne the Roman pharos ("Old man" or "tour d'Odre"), built by Caligula in the year 39 A. C. and restored by Charlemagne in 810, came down in 1644, but it is said that remains may still be found on the "falaises".

The recession of Blanc Nez may be compared with the recession of South Foreland. At Sangatte some erosion may be clearly pereived. (Fig. 56).

§ 25. *History.*

The old tin-island Ictis may be identified with St. Michaels Mount, Portus Itius with Boulogne (Hable d'Isque), Portus Ulteria with Ambleteuse (Hable Teul — see the map of WAGENAER, 1581). The shortest distance between France and England mentioned by CAESAR and other Romans does not indicate a noticeable erosion of the coasts.

§ 26. *Supposed sandmasses choking the Straits.*

The theory of HOLWERDA should be rejected because no proof for it could be found in the Roman manuscripts mentioned by this archeologist.

§ 27. *Ancient coasts.*

The theory that the Straits have been existing for only a few thousand years cannot be right, because an ancient coastline can be seen at Wissant. According to Briquet the sea which formed this coastline must have had its level 15 m higher than the present (or the land was lower then), and this can only have been the case many ten thousands of years ago. After the formation of this ancient coast-line Cape Blanc Nez seems to have receded about 2 miles.

CHAPTER VI.

The sand-stream along the Flemish-Dutch coasts.

§ 28. *Formations of alternating currents in sand.*

In this paragraph a theory is advanced in order to explain why sandbanks such as the Varne, the Falls, the Ridge or the Ruitingen do not seem to change their places. It may be remarked that the long axes of these banks have the direction of the main streams and that the forms are stream-lined. (Fig. 69). These forms give little resistance to the currents.

Water-currents of *one direction only* produce gigantic sand-waves, when there is much sand upon the ground. When a hard layer lies underneath and the amount of sand is small, single direction currents form barchans. (Fig. 72)

Alternating water- currents may also produce these sand-waves when much sand is available. But when a hard layer is partly swept clean (not much sand) no barchans, but "seif"-dunes or Lybian-dunes are formed. (Fig. 73). These are long-stretched, cigar-shaped, stream-lined forms lying in the direction of the current. The tendency of storing up all the available sand is evident, because behind these hills the only lee places of the region are found. The small resistance they give to the currents may be one of the reasons why they do not seem to move.

The sand-waves, produced when no hard layer is laid bare, are perpendicular to the direction of the currents. When there is only one direction of the current, the leeward slope is steepest (natural slope); when there are two opposing directions such as in a sea with tidal streams, their relative strength is shown in the form of the waves. (Fig. 74). When the currents are equal in strength, beautiful symmetrical forms are produced. The long-stretched "seif" sandbanks not only occur in the North Sea and Channel, but also in the Straits of Malacca and possibly elsewhere.

See also: Addendum.

§ 29. *The parabola-formation of the Flemish banks.*

The Flemish banks are related to the "seif"banks (Varne, Rigde, etc.), but their forms are broader; one of the sides is mostly scoured out (scalloped), whereas no hard layer is laid bare. Their formation is called here: "parabola-formation".

If wind is blowing into a dune belt, parabolas often are formed, which are open to the wind and "closed" to the lee-side. If a stream falls into a sand-mass the same effect is produced; when the ebb-stream is stronger, an ebb parabola (ebb-channel) results; and when the flood is stronger, flood-channels are formed.

The Flemish banks show ebb-channels in the North and flood-channels in the South near the coast (fig. 80). The flood exerts a pressure to the right (rotation of the earth) and forms semi-parabolas there. These are characteristic features of a sand transport to the north-east along the Flemish coast, which is not very

large however. Ebb-channels and flood-channels try to evade each other, because both throw up their own barriers. Sometimes a channel has shoals at both ends; this seems to be the case with channels which are bound to disappear.

When parabolas are elongated more and more, the central part, or "barrier", between the two arms may disappear from lack of sand and two seif-dunes may remain. This shows the relation between seif-banks and parabola-banks, and in this way the Hinder banks may said to be formed.

BRIQUET thinks that the Flemish banks consist of nothing but young material. This may be sand, because no discrepancy caused by clay or peat layers could be perceived on the echo-diagrams of the scalloped sides of the banks. Some channels however, may be scoured out in a layer of clay. Some geologists hold that the banks are submerged coastal dunes. This is not likely, because the forms of the banks (the main form as well as the form of the details) are marine and not terrestrial. Nevertheless the sand itself may have been there a long time and may even have been lying above an ancient sea level once. It is not necessary to suppose that this sand has been brought there from the bottom of the North Sea by recent currents.

Most of the Flemish banks possess regular sand-waves on their backs, except those near the coast. The channels between the banks do not possess these sand-waves.

§ 30. *Changes in the Flemish banks in the last few centuries.*

Old Dutch charts exist from the 16th century and later but they are not exact. WARNSINCK says that he can reconstruct the battles of De Ruyter, Tromp and others better with the aid of modern hydrographical charts than with those of the time when these battles were fought. The old Dutch sea-handbooks give some information too. One of them informs us that at spring tides the highest parts (called polders, which means "dry or high places") of the banks off Dunkirk are falling dry. As this is not the case any more, the conclusion might be that the general tendency has been a lowering of the highest parts of these banks.

The original soundings of the charts given in fig. 84—87 were gathered from an old French dossier, put together by PLOCQ and kindly lent us by Mr. BROQUAIRE, chief-engineer of the Ponts et Chaussées at Dunkirk. We have drawn them to one scale, while the m. s. level was used for all of them, except for the first. They show only minor changes since 1800.

§ 31. *The silt-region in the mouth of The Scheldt.*

From the French-Belgian frontier to Walcheren much silt is found in the bottom. The amount of silt carried daily in the water near Flushing-Zeebrugge is very large. (330 mgr/litre is found to be an average of many hundreds of samples taken here). Bottom-material which may look like "pure" silt, may in reality contain 50% or more sand. The limits of this silt-district are not clearly noticeable. VAN MIERLO's map is more or less accurate, but his idea that the bottom of the Wielingen consists of sand is not right.

There is only a small movement of sand in this silt region, so that the sand of the Flemish banks does not enrich the Dutch coasts much. On the Belgian shore lies a narrow belt of sand where the waves break on the beach. No silt could be deposited there of course, else it would have been washed out long ago. The beach drift is intercepted by the mole of Zeebrugge.

Where did this silt come from? It seems to be likely that it is autochtone and of ancient origin. The Scheldt formerly had its mouth north of Walcheren, whereas

the mouth between Walcheren and Flanders is younger, or did not exist in the present size. Diatoms found in this silt show by their form that they have lived in brackish waters. Tertiary (eocene) shells and eocene small stones are found in it or near it.

VAN MIERLO thinks this silt to be an alluvial deposit, and carried from abroad by a convergence of sea currents. So far as our investigations go this is not likely to be the case. A correlation between bottom-currents and the size of the bottom-material must not be generally accepted. Large velocities may exist over erodable bottoms as well as over rocky ones. The velocities in the Scheldt, for instance, are as large as those in the Straits of Dover.

§ 32. *The movement of sand along the Dutch coasts.*

Beach-drift and seabottom-drift are the two agents by which the sand is transported. The former may lend some material to the latter and vice-versa; this depends e.g. on the direction of the wind.

Soundings, often repeated, are the only way to obtain information about the changes of depth-lines. The lines up to a depth of 15 m — m. s. l. remain more or less parallel to the coast between Hook and Helder. The deeper depth-lines are irregular in form.

When taking a profile of the shore between Hook of Holland and Helder, beach-sand-waves are found in the first instance (fig. 89). They lie parallel to the shore, the steep slopes towards the land. Then follows a part which is flat for several miles and further seaward regular sandwaves are found whose direction is perpendicular to the shore. It is not yet known how much sand moves northward annually along the Dutch coast. The sea-sand waves have the "cat-back" form, with the steep side to the North East, which may indicate some drift of sand in that direction. Seventeenth century maps show three banks between Zandvoort and Egmond (fig. 90), which have disappeared since. The form of these banks are semi-parabolic as are also to be found on the Flemish coast. This is a clear indication of a movement of sand in northern direction, joining the beach-drift.

The depth-lines of 9 and 13 metres have been coming nearer to the shore near IJmuiden since 1859 and the furrows and shoals off this coast have changed their places about 200 m in 32 years to the North.

Along the northern parts of the Dutch coast there is more movement of sand than along the southern parts, the result being a general deepening (impoverishment) of the foreshores.

The inlets between the Frisian islands possess submarine deltas, acting more or less like electrical accumulators. Sand is added from the west, whereas every now and then a large amount of sand (a spark) is loosened towards the east. This sand travels slowly eastward along the seashore of the next island and enriches the following submarine delta, etc. (fig. 91). These submarine deltas impoverish too. In a period of 100 years the submarine delta of the Vlie lost abt. 50 000 000 cub. m. sand, while the same amount may be added to account for the rise of the sea level. The general mean depth below m.s.l. inceased from 7,60 m in 1831 to 8,20 m. in 1930.

CHAPTER VII.

The influences on the Dutch Coasts.

§ 33. *The Dutch coast as part of a barrier-or lido-coast.*

Barrier- or lido-coasts are found in many places. JOHNSON is of opinion that these coasts occur generally with rising countries. DE MARTONNE simply states that lido

coasts are the borders of flat countries. This is the most evident point of view, because our country does not rise. It is still better to consider our coast as a result of the abundance of sand in the North Sea.

The lido-barrier presupposes a superabundance of sea-sand and it may be formed under the influence of wave action and currents on a sandy and flat bottom. A theory stating that the Dutch dune-belt was formed at the mixing-line of fluvial and marine water is now quite abandoned, whereas the view that our coastal range of dunes is to be considered purely as a spit, formed of French sands and grown north-eastward from Blanc Nez, does not seem to be right either.

The difference between spit-coasts (liman-coasts, haffen-coasts) and barrier-coasts (lido-coasts) is taken to be as follows: Spits grow in a horizontal way from a fixed point (headland) into deep water. Barriers grow essentially in a vertical way on the verge of a flat, sandy sea. The former occur along hilly countries, where erosion produces sand and pebbles; the latter remain outside the original shore, while sea-sand is the constituent. Pure lido-coasts, however, growing vertically never occur, because at the very moment of their formation horizontal drifts spring up and spits are formed behind every new island. Pure liman or spit-coasts abound, pure lido-coasts are rare. Inlets at regular intervals may be called a feature of lido coasts. These inlets possess outer submarine deltas and inner ones ("wadden"). The latter mostly meet and form extensive sands.

The Dutch coast may be called a lido coast (barrier coast) possessing some liman qualities. One of the outstanding features of this coast is that the diluvial hill of Texel is taken as a "fixed" point (headland) in the coastal system. Formerly the diluvial island of Wieringen seems to have been such a "skeleton"-point, as may be learned from the situation of existing ancient beach ridges. "Skeleton"-points naturally belong to a liman-formation (see fig. 109).

§ 34. *The influence of tides on inlets in lido-coasts.*

The inlets between the barrier-islands are deepest in the neck formed between them. They are larger according to the size of the inner area which has to be filled and emptied twice a day. The length of the neighbouring islands is therefore of influence on the size of the inlets, as well as the tidal rise.

On one side of the inlet — on the Dutch coast to the right — a "head" is formed, on the other — to the left — a "tail" (or spit). The submarine delta lies asymmetrically (to the right) before the axis of the inlet. The shallowest parts of these deltas also lie to the right of the axis. The larger the capacity of the inlets, the larger the submarine deltas, and the better the protection these deltas give to the leeward islands and the larger and more protruding the "heads" (see fig. 96).

The causes of all these phenomena are the *direction* of the tidal propagation and the *direction* of the prevailing winds. This is made clear by considering fig. 97. The "motorial area" between the tide-lines of A and C is larger than the motorial area between the tide-lines of B and C — not only with the rising part of the tides (producing the flood-stream), but also with the lowering part (producing the ebb-stream). The "motorial area" represents the sum total of all slopes during a tidal period. The tidal streams in inlets mainly result from these slopes. The "motorial area" is the same as the "area of propagation" of the tidal wave. This area is of great importance.

Though simple and accurate calculations may be based upon this fact, none are given here because this would carry us too far. [1]) Some apparent consequences may be seen, however, without calculations as follows:

[1]) This will be dealt with more extensively in another publication.

a. The tendency to turn to the left of inlet-channels or river-mouths will be felt especially in shallow coastal seas, because the "motorial area" between A and B is large then.

b. In wide short mouths the inclination towards the direction of the tidal propagation will be felt more than in long narrow mouths.

c. The "motorial area" does not change so much because of change in amplitudes, but more because of the differences in the velocity of propagation of the vertical tide. Hence the theory that a river will try to flow to the point where the tidal wave is largest is mainly erroneous.

d. If the Straits of Dover have been of less influence in the past, because of a lower sea level, the propagation of the tide along the western Dutch coasts may have come from the north. The rivermouths of the Netherlands must have had a more northerly direction of the principal flow then. JESSEN's deduction, that a recent change in the Dutch and western German river-mouths from northerly to westerly directions is due to a scouring of the Channel, is not necessarily right.

e. Changes in the present direction of the main flow may occur, when the depths of the coastal seas change, because this would bring a change in the cotidal lines.

f. When many channels exist in a submarine delta, their capacities depend on the situation of the cotidal lines in the sea on the outside of the delta (fig. 98 and 100).

g. Wave action may bring much sand in the water which is then transported by the streams. On the Dutch coast the tendency of wave action, combined with the action of tidal streams, is to move the sand from southwest to northeast, or from west to east (see fig. 101). This is one of the causes of the shifting of some channels to the east, while sandbanks are driven towards the "heads" of the leeward islands.

§ 35. *Coastal curves.*

Another general trend of the combined action of waves and coastal streams is the formation of beautifully curved beaches which are "hung up" on headlands. The Netherlands coast has one huge curve between Blanc Nez and Texel. To the north east there follows a negative bend, and then another positive one between Terschelling and Juist. Texel is a diluvial headland.

Considered more accurately, four different parts may be discerned in the coastal line between Blanc Nez and Texel: a negative curve between Blanc Nez and Dunkirk, a positive curve between Dunkirk and Ostend, a protruding part, where the coast is broken between Ostend and Hook, and a positive curve between Hook and Texel (fig. 104).

Any irregularity in a coastal curve points to lack of sand-drift (a halfgrown curve), heterogeneous coast-material, or irregular coastal currents (near river-mouths e.g.). The protrusion of the broken coast between Ostend and Hook must be put down to the influence of the many inlets there. These inlets intercept the coastal drift so that sandbanks are formed, which on their turn shelter the coast and make the coastline a protruding one.

The coastal sandbanks between Ostend and Hook form a large compound submarine delta. If the wide estuaries of Zeeland were to be narrowed by silting,

this delta would lose sand and therefore some of its protective power. The protruding coast of Zeeland would then have a tendency to recede. The old mouth of the Maas near Brielle (fig. 117) has been silting up vastly since the Rotterdam Waterway was made. Remarkable local changes in the coast result from this and are expected to continue.

Coastal curves need not always be circular in form, even if the material is homogeneous, because the wind may be oblique on the coast and blow more strongly in one part of the curve than in another. Yet, though this is the case with the Dutch coast and wave action is strongest in the north, hardly any difference in radius can be perceived. With homogeneous coast-material smoothness of line is essential, not the circular form. The radius depends largely on the depth of the foreshore, and the strength of the tidal currents and wave attack. The sea "eats with a mouth of a certain radius".

In rivers curves may be found between the groins which are different from those between groins on the sea-shore. (fig. 106).

The "fixed point" Texel is not very strong. If this point gives way, the whole of the Dutch coast will have a tendency to recede. Therefore Texel occupies a key-position. The negative coastal curve between Texel and Terschelling is partly a result of the effect of sea-currents (an inner bend), and partly a result of coastal erosion of the headland. Much land is lost south of Texel (Huisduinen, fig. 107) and to the east of it (Vlieland, fig. 108). The sea off Texel is deeper than at other parts near the coast.

The submarine delta of the Marsdiep (Helder) provides a good shelter for the coast of Texel. These deltas are a kind of submarine headlands, which have a secondary function; the primary functions being those of the headlands Blanc Nez, Texel and Borkum. The latter is a very soft headland, which is now protected artificially. So are Huisduinen (Petten), Vlieland and some other parts of the Dutch coast.

To the east of Juist the general coastline is straight, because the coastal bend of the German Bight has not yet attained its final shape. The submarine deltas have caused "heads" on the western sides of the East-Frisian islands, so that a „flight of stairs" is formed (fig. 110). The length of the steps is related to their height, because the size of inlets depends on the length of the islands. Small sandy islands often resemble barchans, because they yield to one-sided pressure (fig. 111).

A theoretical explanation of coastal curves may start from a combined action of different *currents*. The *resultant* of wave-currents (turbulence), tidal-streams, wind-currents and other sea-currents, taken over a long period, must determine the forms of the sandy coast. With the aid of the turbulence of the breakers (turbulence may be called the oil of a sand-stream) the currents scallop some coasts until a certain limit is reached, fill up coastal inlets by depositing sand in lee places until a similar limit is reached, or make a spit grow behind a headland. The direction of this resultant, taken over a long period, must indicate the direction of growth of such a spit. Often this will be in the direction of another headland, or in the direction of an island (fig. 103).

§ 36. *Probable changes in the Dutch coast since Roman times.*

In Flanders a peat-layer at 3 m — m.s.l. has been inundated since Roman times, because Roman roads, coins, etc. according to BRIQUET, lie upon this peat below the recent layer of clay. Then it follows that the Flemish coast must have been a lido-coast after the Roman occupation. BRIQUET reconstructed these lido-islands and estimated the amount of abrasion (fig. 114).

The English coast possesses very old coast-lines in the interior; the cliffs of South Foreland hardly yield, as was said before.

The Dutch coast has not receded the same amount in all places either. The protruding "heads" at the right hand side of ancient inlets or river-mouths must have been abraded since these inlets or mouths disappeared and their submarine deltas, having lost their cause of existence, disappeared with them. In this way it is explained why the coastal ranges of old dunes lie oblique on the coast near Scheveningen and to the north of Katwijk, while at these places the abrasion has reached a remarkable amount (fig. 116).

These "old dunes" are flat and low and must be considered as lines of coastal growth. The original coastlay between the mouth Helinium (Monster) and the diluvial island of Wieringen, while later sandbanks made the coast grow towards the diluvial point of Texel. In the same way the coast grew seaward between Atlantic and the island of Allerton (see fig. 95).

The "new dunes" are not formed by the agent of water as the "old dunes" were, but by wind. They correspond to retrogression or to a stationary condition, whereas the "old dunes" correspond to progression. This progression and retrogression does not necessarily involve great changes in the height of the sealevel, or changes in the profile of the Straits of Dover, but may be attributed to local changes near river mouths or to the abundance of sand in the North-Sea.

The mouths of the Maas (Helinium), the Rhine (Katwijk) and the Zijpe (Petten) have influenced the formation of the old dunes, as well as the formation of the new ones.

The sand-banks "Harde", "Uiterrib" and "Smalacht", which existed in the 17th—18th century (fig. 90) but have now disappeared, may have been the remains of the large submarine deltas which must formerly have existed near Katwijk and Hook of Holland. This sand went to the north as the situation of these sandbanks oblique on the coast shows clearly.

In the north 23 islands existed in Roman times between Holland and Denmark according to Pliny. Now 20 of them can be counted. Behind these islands are naked sands ("wadden"), as was also the case when Pliny visited them.

§ 37. *The influence of changes in the sea-level.*

Especially for Holland changes in the sea level are of much importance, because the country is so low. Storms may raise the sea level by 3 or 4 metres (fig. 121), whereas this is only 3 or 4 feet at Dover. Tide gauges between Ostend en the mouth of the Elbe show a rather regular rising of the mean sea-level of about 2½ cm per 10 years (fig. 118, 119). Changes in the crust of the earth may be superimposed on the changing sea-level. Those of England are shown on the map published by the Ordnance Survey in 1932 (fig. 120). Changes in depth of the North Sea will influence the tides and its interferences and therefore also the coasts and the mouths of the Dutch rivers to a slight extent.

§ 38. *The origin of the Straits of Dover.*

Without doubt the first break in the chalk-ridge did not occur some few thousands of years ago, but in the geological past. There would seem to be some truth in BRIQUET's view that the high pleistocene sea-levels may have caused the first breach, (1921), in DUDLEY STAMP's that "one is tempted to suggest that the "ponding" of waters in the North Sea in front of the advancing ice sheet was mainly responsible for widening

the breach," and in GREGORY'S: "In early pleistocene the Strait of Dover was at times an isthmus and at times a strait". In the Riss-glacial time the waters of half of Europe must have gone through the Straits. Once formed, the Straits may have widened by wave-action and tidal scouring, especially when the sea-level was low, and the phases on both sides likely to be quite different.

With levels of about 30 m.-the deep-water-channel, called "Loburg channel" was the only means of communication between the two seas and the scouring in it will have been considerable, because its bottom is so stony and dentellated.

KRÜMMEL'S theory that straits may be originated by tidal streams "eating through" an isthmus, cannot be right. The bay of Fundy e.g. does not erode in the upper end, as KRÜMMEL thinks, but silts up, because no tidal streams exist at the end of bays. DARWIN'S remark that the bottom of straits are swept clean, was found to be right for the Straits of Dover.

Prof. EDELMAN [1]) observed by examining the heavy minerals in sand, that the Channel sands did not show any difference from the so called H-sands, which he found in the dunes and coastal seas and inlets of Holland. He therefore advanced the theory that the glacial waters had brought this sand to the Channel.

Dr. BAAK continued this by examining the samples taken with the „Oceaan", as well as those described by BORLEY in 1923. He also came to the same conclusion. In the North Sea BAAK [2]) found 5 different species of sand, lying in different districts.

§ 39. *Short answer to the question whether any change near the Dutch coasts may be expected as resulting from changes in the Straits of Dover.*

From our investigations it would seem highly improbable that any notable widening or deepening of the Straits of Dover will take place in the near future by means of scouring. The Varne and the Ridge might disappear because they seem to exist of loose sand, but so far as our measurements go no sign of disappearing has manifested itself. A silting up of the Straits may be quite neglected.

Instead of by scouring, the Straits might become wider and deeper by geological local sinking of the bottom. According to the geologists who studied the tunnel-plans such sinking has not existed in the past.

Finally the widening might be caused by a rise of the sea-level. This rising is likely to be the same as at the coast between Ostend and the mouth of the Elbe, namely about one inch in 10 years. If the level of the North-Sea also rises at this rate, the influence of the tidal wave around Scotland will increase at the expense of the influence of the tidal wave through the Channel. It is doubted whether any *extra* rise of the level of H.W. or of the storm level on the Dutch coasts would result from this.

The form of the Dutch coastal bend between Calais and Helder shows that it has been adapted to the streams and currents to and from the Straits of Dover. No major changes of this coast could be traced in historical times. In ancient times with lower sea-levels the coast may have had a cape to the west of Ostend, because strata of clay and eocene shells and stones are found here.

A general tendency to recede is evident, especially near Helder and Vlieland, but this is not alarming. The Dutch coast loses some sand, which enriches the coasts of the German Bight. It does not receive much sand from the South.

The greatest menace from the sea is the rise of its level. Prolonged international research is needed to investigate this thoroughly.

---

[1]) C. H. EDELMAN. Petrologische Provincies in Nederland, 1933.

[2]) J. A. BAAK. Regional Petrology of the Southern North Sea, 1936.

CHAPTER IX.

Instruments.

The echo-sounder used was made by Messrs HENRY HUGHES & Co., London (Admiralty system) and possessed a scale of 1 cm = 4 m. In shallow inlets a scale of 1 : 100 is used (fig. 124), but this is not good for sea-work.

The self-registering tide gauges (DE VRIES) are manometer devices, which register during a fortnight the vertical tides above them (fig. 126, 127). Two of them were placed on the bottom near Gris Nez and two of them at the Varne.

The Current meter (100 kg) was made by OTT, Kempten (fig. 128). Every 2 m the velocity was measured in the vertical, while the lowest point in which the velocities were measured was always at 0,15 m above the bottom. The instrument was checked daily by means of floats.

The bottom-current meter (OTT) continually registered the currents at 0,15 m and 0,50 m above the bottom by means of electricity during a tidal period (fig. 130).

The sand catcher (CANTER CREMERS) is a hollow body in which the water and sand enter through an opening. The water leaves behind a collar, producing a suction, whereas the sand remains inside (fig. 131, 132).

The sample-taker (VAN VEEN) catches 4 samples of 5 litres from layers at 0,10, 0,30, 0,50 and 0,70 m + bottom. The hollow square tubes (75 × 160 mm) are closed suddenly by a falling weight (fig. 133, 134).

The grab (VAN VEEN) permitted the taking of bottom-samples, weighing 20 to 50 kgs. (fig. 135, 136).

The bottom drill penetrated about ½ m into a soft bed (fig. 137).

The "sink-meter" (VAN VEEN) was used for obtaining the grain-curves of different types of sand (fig. 138). This is a quick and accurate way, which is to be preferred to sieving. The principle of it is that big grains sink more quickly than small ones.

The JACOBSEN-meter was used for measuring the direction of the currents (fig. 141).

A range-finder (BARR and STROUD) of 80 cm basis gave the distances up to 1000 metres. For larger distances sextants were used.

A ripple-meter indicated the size and form of the ripples in a sand-bottom by means of a painted surface (fig. 142).

Arrangement on board. Every instrument had its fixed place. In a sand-cabin (fig. 143) the amounts of sand, caught in the instruments, were measured in calibrated glass tubes (fig. 144). Nineteen men, of whom 9 for navigation, 7 technicians for research-work and one supervising engineer were constantly on board.

ADDENDUM.

In order to check our measurements and calculations the "Oceaan" was sent to take a continuous measurement during 16 days of 1936 at point D near Dover. The streams at a depth of 10 m below the surface and those at 0,15 m and 0,50 m above the bottom, were measured continuously. The stream-verticals were taken every half-hour. The results are:

a. From 13—31 June 1936 the mean amplitude at Dover was 15,13 feet, wich is about the general mean amplitude of 15,2 feet.

b. The mean velocity at D was 31,2 km/tide or 69,6 cm per sec. at a depth of 10 m below the surface (16,3 km per ebb tide and 14,9 km per flood tide). The mean velocity of the v_m figures (mean velocity of the vertical) was 28 km per

tide or 62,7 cm per second (14,7 km per ebb tide and 13,3 km per flood tide). These figures do not differ much from those found before (see fig. 31), though they are much higher than those found with Carruthers' drift meter at the Varne lightvessel (v_{10} = 42 cm per second).

c. Though the Carruthers-drift meter is not a very accurate apparatus the reduction graph, which was deducted from its data was found to be practically right. The relation between the vertical tide at Dover and the horizontal tides at Varne, Sandettie and at point D are about the same (see fig. 145).

d. The stream-verticals at point D proved to be parabolas of the 5,3rd order; $v = a \sqrt[5,3]{h}$, which does not differ from the parabolas found in 1934/35.

e. For the period 14—28 June, 1936, analysis of the stream-curves at D and the curves of the vertical tide at Dover gave the following results:

Horizontal tide at Dover. (10 m — surface).				Vertical tide at Dover.	
tide	period	Kappa	Ampl.	Kappa.	Ampl.
M_2	12,4 h	10°	109 cm/sec.	337°	237 cm
S_2	12,0 h	63°	26 cm/sec.	33°	55 cm
M_4	6,2 h	292°	9,6 cm/sec.	235°	30 cm
O	25,8 h	32°	12,7 cm/sec.	184°	9,1 cm
K_2	11,97 h	63°	6,8 cm/sec.	33°	14 cm
K_1	23,93 h	178°	10,1 cm/sec.	13°	6,4 cm
P	24,07 h	178°	5 cm/sec.	13°	3,2 cm

f. The stream-rose for point D is given in fig. 146. The quickest ebb stream at a depth of 10 m was found to be 110 cm per second, the quickest flood-stream at the same depth 107 cm per second (mean figures for all measured tides).

g. The day- and night-tides varied much, but not so one or two days before new moon (fig. 147). The vertical tides were "out of step" with the horizontal tides.

h. The strong south-westerly winds blowing from 13—17 June occurred when there was a flood-reststream, whereas the irregular winds from 18—30 Juni coincided with an ebb-reststream. It was not investigated whether the winds caused this, or the atmospheric pressures on the adjacent seas.

i. The total rest-stream was 1,35 km per tide in the ebb direction. This means that the mean v_m for flood was lower than the mean v_m for ebb (v_m is the mean velocity of the whole vertical). The total flood flow was however larger than the total ebb flow, because the depths changed with the tides. (Per km width 428 000 000 m^3 flood-water per tide and 410 000 000 m^3 ebb-water.)

j. The measurements did not necessitate any change in our previous calculations (see fig. 31). It was found, however, that in the Straits of Dover 25-hours measurements are to be preferred to 13 hour ones.

FIGURES.

LES EXPLORATIONS DANS LE PAS-DE-CALAIS, FAITES EN RAPPORT AVEC LE RÉGIME DES CÔTES NEERLANDAISES,

par le navire explorateur „Oceaan" du Waterstaat en 1934—1935.

INTRODUCTION.

On peut considérer le Pas-de-Calais comme le lieu d'où vient la partie la plus influente des marées de Flandre et de la Hollande occidentale. Le point princiral de ces côtes est le Cap Blanc Nez près de Calais.

Il existait quelque incertitude sur l'influence d'un élargissement supposé du Détroit qu'on a exprimée dans les deux questions suivantes mises au concours du „Bataafsch Genootschap der proefondervindelijke Wijsbegeerte" en septembre 1934.

I. Les changements qui ont eu lieu dans la Manche ont été d'une grande importance pour la formation des Pays-Bas. Le „Genootschap" désire une réponse à la question à savoir dans quelle mesure la capacité de la Manche a été agrandie dans les siècles passés par l'élargissement de son profil et peut-être aussi par d'autres causes.

II. Durant les siècles passés la Manche a été agrandie par l'élargissement de son profil et peut-être par d'autres causes. Le „Genootschap" désire une réponse à la question si — et dans quelle mesure — l'agrandissement de la capacité de la Manche a influencé, et influence toujours, les mouvements de l'eau et les niveaux les plus élevés dans les bras de mer hollandais".

Dans la séance du 6 novembre 1935 on insista aussi à la Chambre des députés des Pays-Bas sur le besoin d'un examen de ces questions:

„Plusieurs députés attirèrent l'attention sur la crue des marées dans la Mer du Nord, causée par un élargissement naturel de la Manche. L'allure de cet élargissement peut être considérée comme très lente, pourtant il cause des phénomènes de la marée devenant de plus en plus importants. Ceux-ci à leur tour influencent les fleuves à marée en Zéelande et dans la Hollande méridionale et c'est pourquoi on peut avoir besoin de digues plus élevées. Des catastrophes peuvent prouver à un moment tout à fait imprévu, que ces digues ne sont plus assez fortes dans de nouvelles conditions et il est possible qu'elles demandent des renforcements très coûteux. Ces députés désirent que le Gouvernement examine cette question et exécute énergiquement un renforcement des digues et un changement des travaux de drainage, si cela se trouve être nécessaire".

Selon des théories existantes le sable le long de nos côtes forme une langue accrûe du Cap Blanc-Nez dans une direction nord-est. On croyait qu'une quantité de dix ou douze millions m³ de sable et de vase était poussée chaque année vers le nord-est par le Pas-de-Calais et ensuite le long des côtes flamandes, hollandaises et frisonnes jusqu'à l'embouchure de l'Elbe. On avait calculé cette quantité d'après la proportion supposée du recul des côtes de la Manche. (BOUNICEAU, LAMBLARDIE, DE MEY).

Déjà en 1854 MARCHAL aboutissait à la conclusion que ces matériaux formaient aussi la partie principale des accroies („polders") fertiles de Zéelande; il maintenait que la partie marine de ces accroies était 45 fois plus grande que la partie fluviale.

KELLER (1861), au contraire, supposait que le sable des bancs flamands était d'origine fluviale et porté vers le sud des embouchures du Rhin, de la Meuse et de l'Escaut. PLOCQ développait cette théorie en supposant deux courants marins, l'un

venant du sud, l'autre venant du nord. Tous les deux pourraient porter leurs sédiments vers les côtes flamandes.

La question de l'effet d'un élargissement du Pas-de-Calais sur la marée a été aussi le sujet de quelques théories. Lord KELVIN écrivait, que l'influence d'un barrage fictif dans ce détroit affecterait à peine la marée dans la Mer du Nord. Probablement il voulait dire que la partie septentrionale de la Mer du Nord ne serait pas affectée. On peut conclure avec certitude que tout changement du profil causera un changement de marée le long des côtes hollandaises occidentales. Une action agrandie de la marée qui existe à présent à Flessingue pourrait être causée par un profil changé du Pas-de-Calais.

D'autres théories, causant quelque intéret, étaient celles relatives à l'âge remarquablement jeune, que quelques géologues récents attribuaient à ce détroit. Ils supposaient que le détroit avait été formé il y a 4000 ou 7000 ans, tandis qu'un archéologue avait proclamé en 1928 qu'il avait trouvé la preuve définitive que César avait traversé la Manche en majeure partie à cheval; une île, nommée Ictis, aurait été située entre le cap Gris-Nez et Douvres et de larges sables le long des côtes françaises et anglaises auraient beaucoup obstrué le Pas-de-Calais. On supposait que depuis 400 après Jésus-Christ ce détroit s'était élargi formidablement et que des catastrophes énormes le long des côtes hollandaises en auraient été le résultat (voir les §§ 25, 26).

Nous avons examiné les questions mentionnées ci-dessus et quelques autres durant deux mois en 1934 et pendant quelques semaines en 1935.

Il faut savoir gré aux autorités françaises, anglaises et belges qui ont assisté à l'expédition.

Les pierres que nous avons recueillies pendant ces recherches ont été examinées par le Docteur P. TESCH et par le Dr. TH. REINHOLD, tous les deux de l'Inspection Géologique du Gouvernement; les grains de sable ont été classifiés par le Professeur Dr. C. H. EDELMAN de l'Université de Wageningen et par ses aides (Voir la thèse du Dr. J. A. BAAK: La Pétrographie Régionale dans la partie méridionale de la Mer du Nord, février 1936).

CHAPITRE I.

§ 2. *Les recherches de l'„Oceaan" comparées à quelques recherches étrangères.*

Comme les activités de l'„Oceaan" sont plus ou moins différentes d'autres navires explorateurs nous avons consacré un chapitre spécial à expliquer son but et ses méthodes.

La plupart des pays situés autour de la Mer du Nord ont fait des mesurages de courants. Nous mentionnons ceux de la Grande Bretagne, de l'Allemagne, du Danemark et de la Suède. Des échantillons du sous-sol de cette mer ont été décrits par VAN MIERLO (1899), BORLEY (1923) et PRATJE (1931). DANGEARD (1928) a décrit le fond de la Manche. Parmi les recherches des côtes les travaux de BRIQUET (1931) et ceux du „Coast Erosion Board" de l'Amérique (1933) sont importants.

Les activités de l'„Oceaan" renferment des mesurages de courants, le recueillement d'échantillons de fond et l'examen de la côte. Les instruments utilisés à bord du navire sont décrits dans le chapitre VIII. Le but principal est la connaissance de l'influence des courants sur le fond et sur les côtes.

La connaissance du mécanisme interne des marées est censée nécessaire pour projeter des nouveaux travaux maritimes et on peut l'appeler essentielle pour la conservation d'un pays à côtes faibles qui émerge à peine au-dessus du niveau de la mer.

Les explorations du Waterstaat ont été commencé en 1930 avec trois navires de 30 tonnes environ pour l'examen des bras de mer et des fleuves, et avec l'„Oceaan"

(400 tonnes) pour l'exploration de la mer côtière. Ces recherches ont rapport à l'hydrographie, à l'histoire et à la géologie, mais elles sont surtout hydrauliques. Les Russes qui ont aussi commencé une investigation de leur mers côtières pour le même but, l'appellent „le hydrogeologie". Toutes les expérimentations dans les laboratoires hydrauliques doivent être basés sur des investigations en nature. Dans l'autre cas elles peuvent être inutiles ou même dangereuses.

§ 3. *Méthodes.*

Des recherches comme celles décrites ci-dessus doivent renfermer:

A. *Des mesurages directs* avec des instruments sûrs. On ne peut pas tout mesurer avec ces instruments; à peu près 10 % des marées (marées de tempête) ne peuvent pas être mesurées de cette manière. Aussi ne peut on pas atteindre la couche la plus basse d'une épaisseur de 10 cm environ, tandis que le temps est réduit à quelques marées à chaque point de mesurage.

B. *Des séries obtenues avec des appareils auto-enregistreurs.* La combinaison de A et B donne les progrès dans les 4 dimensions: longueur, largeur, profondeur et temps.

C. *Des sondages périodiques.* Ceux-ci donnent les résultats des courants et des autres forces, mesurés par les méthodes A et B. La difficulté que le déplacement de sable dans les couches les plus basses d'une épaisseur de 10 cm, ne peut pas être mesuré par les appareils, est partiellement éliminée par C, parce que des quantités plus absolues de déplacement de sable peuvent être obtenues par sondage. Les recherches des mouvements de l'eau et du sable dans les 10 cm les plus bas est un travail de laboratoire. Au laboratoire de Delft on s'occupe de ce détail.

D. *„Le film"*. On veut dire par cela la composition d'une série de cartes anciennes et récentes, toutes de la même échelle et se rapportant au même niveau (le niveau moyen de la mer = le niveau au-dessus duquel les aires des courbes de la marée sont aussi grandes que celles au-dessous de ce niveau). Le film prolonge l'axe du temps à un siècle environ (dès 1800) et cela est encore trop court. Les changements lents du fond et des côtes qui échappent à l'attention quand on se sert des méthodes A, B et C, sont enregistrés ici.

§ 4. *Quelques points de vue pratiques.*

Le manque de connaissance est coûteux et ne satisfait pas, surtout quand celà concerne les travaux maritimes. Il ne faut pas construire un lieu de débarquement sur la rive d'un chenal qui a la coutume de déplacer son lit, l'entrée d'un port ne doit pas être construite dans des parties boueuses d'un fleuve et il faut examiner spécialement des eaux saumâtres, parce qu'elles sont très trompeuses pour toutes sortes de travaux.

L'eau chargée de sel ou de vase est plus lourde que l'eau claire et ces différences en poids spécifique sont les causes des courants anormaux du fond qui peuvent avoir beaucoup de vigueur. Que les courants aient des capacités d'écurage, cela est un avantage douteux, parce que des mouvements de sable signifient souvent un dépôt de ce sable sur des surfaces, où cela n'est pas du tout désiré. Les meilleurs chenaux sont ceux, où il n'existe pas de transport de matières. Pour le reste il ne faut pas donner de règles générales, parce que chaque région possède son propre régime, ses propres eaux, ses propres sables et vases et sa propre configuration du sol.

En général il est utile de parler de „courants de sable". Ils suivent souvent les courants résiduels de l'eau près du fond. Dans l'estuaire du Rhin et de la Meuse deux

sortes de sable sont déposées: le sable de rivières venant du pays d'amont et le sable marin qui se propage dans la direction opposée avec "le courant de fond", qui est très fort dans un chenal comme le „Rotterdamsche Waterweg". Autrefois le *sable de rivière* nous causait beaucoup de difficultés parcequ'il élevait toujours les fonds des fleuves. En conséquence on devait renforcer les digues, mais malgré cela des calamités étaient fréquentes (presque chaque année). La difficulté fondamentale fut que la capacité de transport du Rhin et de la Meuse diminue là où ils approchent de la mer. Les projets d'amélioration faits au 19ième siècle, et exécutés seulement en partie, étaient très fastueux. Leur but était d'accélérer le courant de sable fluvial, de sorte que ce sable pût être déposé dans la mer, mais en tant que nos recherches actuelles ont révélé, il n'existe pas de possibilité d'obtenir ce résultat. L'eau de la mer relativement lourde prend dans les embouchures des rivières un modèle cunéiforme, que les sables de rivière ne peuvent pas dépasser.

Depuis l'invention de puissantes dragueuses, les difficultés causées par le sable fluvial ont diminué. A présent on peut même vendre ce sable avec profit aux usines de béton, de sorte que quelques personnes désirent que les rivières en apportent davantage.

La quantité totale de vase que le Rhin emporte de l'Allemagne a été mesurée et se monte à 2 600 000 m^3 par an (Chiffre moyen pour 16 ans). La Meuse emporte chaque année 610 000 m^3 de vase environ. On peut y ajouter 1 000 000 m^3 de sable pour le Rhin et quelques centaines de mille m^3 de sable pour la Meuse.

Le sable de mer et *la vase de mer* ont eu beaucoup d'influence sur la formation des sols hollandais et flamands. Les ports de ces provinces en étaient obstrués. A la question si nos ports modernes sont en sûreté dans un avenir lointain peut être répondu en fixant l'attention sur les dragueuses modernes, avec lesquelles on peut forcer la nature dans presque toutes les directions. L'économie reste pourtant un facteur puissant. Il faut coopérer avec les forces de la nature au lieu de les combattre.

Le sable de mer pénètre tout près du fond des embouchures de rivière, parce qu'un courant résiduel s'y trouve qui va en amont. Ce gain de flot est causé par une sorte de rotation à axe horizontal (fig. 4).

Rotterdam est située favorablement dans une région que le courant de sable de la mer ne peut pas atteindre. La situation aurait été encore meilleure si la ville était bâtie 10 lieues plus loin vers l'est, parceque le sable de mer veut s'amonceler dans cette direction. On pourrait avoir supposé que l'augmentation de 30 % d'eau fraîche effluant du „Rotterdamsche Waterweg" des 1917 aurait réussi à pousser l'eau salée quelques kilomètres vers la mer, mais cela n'est pas ainsi. A marée haute la langue du coin d'eau salée se trouve souvent au-delà de Rotterdam.[1]) Les sédiments marins étant si importants qu'il était nécessaire d'examiner la source supposée dans le Pas-de-Calais.

CHAPITRE II.

Le déplacement de matériaux par le Pas-de-Calais.

L' „Oceaan" fut occupé dans le Pas-de-Calais du 12 juin au 13 août 1934 et pendant quelques semaines aux mois d'avril et de juin 1935. Le temps était favorable. La figure 6 représente un modèle d'un graphique quotidien des enregistrements.

---

1) L'eau du Rhin et de la Meuse ne coule pas dans les bras de mer zéelandaise; la branche la plus méridionale du Rhin et de la Meuse est le Haringvliet, qui porte 50 % de l'eau du Rhin à la mer. Le „Rotterdamsche Waterweg" porte 40 %.

§ 6. *Enregistrements directs de transport de sable.*

Nous avons fait pendant 31 marées différentes environ 900 enregistrements de transport de sable et nous n'avons pas pu trouver de sable dans l'eau excepté aux lieux où nous avons rencontré un fond de sable. Ainsi nous avons trouvé 0,22 cm^3 pendant le maximum du flux et 0,38 cm^3 pendant le maximum du jusant par minute et par dm carré au nord-est du Cap Gris Nez sur la pente du Banc à la ligne. On peut compter cela à 60 m^3 par an pour le flot et 100 m^3 par an pour le jusant si une largeur d'un km est observeé. Le déplacement total dans l'alignement Gris Nez — South Foreland est 1600 m^3 par an pour le flot et 1000 m^3 pour le jusant. Nous avons pu mesurer sur le Varne un transport de sable; sur les autres bancs voisins nous n'avons pas faits des enregistrements, parce que les circonstances y étaient les mêmes et les grandes ondulations du fond montraient clairement que quelque mouvement de sable se présentait sur tous les bancs.

Alors le résultat le plus important de nos recherches c'est que nous n'avons pas pu trouver un déplacement de sable de quelque importance dans l'alignement du Gris Nez-Douvres.

Une autre preuve qu'il n'y avait pas de sable dans l'eau entre le Gris Nez et Douvres est que même pendant l'absence des courants il n'y avait pas de sable sur la surface des pierres ou sur celles des plantes et des animaux fixés sur elles.

D'autres observations qui seront décrites plus tard, indiquent que même par un temps de tempête il n'y a presque pas de sable traversant le Pas-de-Calais.

Près de Calais un chenal de jusant et un chenal de flot sont examinés pour vérifier notre théorie que les premiers possèdent plus de transport de sable pendant le reflux que pendant le flux, tandis que dans les chenaux de flot le sable est transporté principalement dans la direction du flot (figures 7 et 8).

§ 7. *Transport de vase.*

Cela n'est pas examiné profondément, parce que quelques mesurages français, à qui on peut se confier, étaient utiles et parce que l'eau dans le Pas-de-Calais, d'après nos points de vue, était très claire (l'eau de l'embouchure de l'Escaut contient normalement $\frac{170}{1\,000\,000}$ unités de volume de vase). On pouvait voir quelque trouble près des côtes françaises et anglaises, mais même cela était beaucoup moins que près des côtes hollandaises. Ploix avait trouvé pour l'eau de Boulogne $\frac{6}{1\,000\,000}$ unités de volume de vase et nous y avons trouvé le même nombre environ. Quoique ce chiffre soit petit, en le multipliant avec la quantité annuelle d'eau qui va dans la direction nord-est, on peut obtenir un total d'un ou $1\frac{1}{2}$ million de m^3 de vase. Ce chiffre est pourtant bas, si on le compare aux quantités énormes de vase flottant dans l'eau de la Mer du Nord.

Il est difficile de voir une différence exacte entre la vase et le sable, parce que la plupart des grains de vase et de sable sont des grains de quartz. Nous avons appelé sable, des grains qui sont plus grands que 20 microns. Ploix avait trouvé quelque sable dans l'eau de surface au large de Boulogne. Nous ne l'avons pas trouvé, mais il est possible que Ploix ait appelé du sable des matériaux encore plus petits que 20 microns. La possibilité existe aussi qu'on ait pris des petites mottes de vase desséchées pour du sable. Du reste il faut admettre que des grains de sable égarés peuvent être trouvés quelquefois remarquablement loin du fond ou des côtes.

§ 8. *Echantillons du fond.*

Nous avons recueilli 300 échantillons environ, dont quelques-uns sont représentés dans la figure 9. La topographie du fond est claire et simple; des rochers et des pierres dans les parties profondes et du sable sur les bancs. Les cartes hydrographiques de cette région montrent trop de sable, ce qui peut être causé par le fait que l'instrument usé, un plomb graissé, ne peut pas prendre des pierres.

Il semblait que les bancs sont des amas de sable, reposant sur un fond pierreux assez plat. On rencontrait presque toujours un changement de rocher en sable, dès que les pentes des bancs furent enregistrées sur le sondeur à l'écho. On doit considérer les Gardes-Quenocs comme des restes d'érosion, ce qui veut dire que leur surface est pierreuse et balayée par les courants. Les bancs de sable: Varne, Colbart et Baas ont une apparence tout à fait différente de celle des Quenocs.

RENAUD (1890) prétend que le Colbart et le Varne sont couverts de sable, de gravier et de pierre. Cela n'est pas vrai pour le Varne et pour la partie septentrionale du Colbart, que nous avons examinée. Ils ne sont couverts que du sable. Ensuite RENAUD suppose que ces bancs possèdent des ossatures de roche dure. Cela n'est pas probable, parce que nous n'avons jamais rencontré ces roches à la surface. Si quelque point rocheux aurait été à la surface, notre appareil de sondage par l'écho l'aurait indiquée même sans que nous eussions besoin de recueillir des échantillons, parce qu'un fond rocheux a un aspect différent de celui d'un fond de sable. Nous n'avons trouvé rien que des formations de sable régulières sur les bancs examinés, et dans nos échantillons nous n'avons jamais réussi à attraper une pierre au-dessus du niveau de la surface pierreuse sur laquelle les bancs semblent être situés. Le forage que RENAUD et LAROUSSE ont exécuté, n'allait pas plus loin que 1 ou 2 dm. L'assertion de RENAUD qu'on trouve entre le Varne et le COLBART des sédiments alluviaux, peut être vrai en partie, parce que des pierres assez petites (grosseur d'une pomme, d'une noix) s'y trouvent. Il est possible que par des tempêtes très violentes ces pierres puissent être remuées quelque peu et qu'on peut les appeler alluviales pour cette raison (fig. 7).

On peut trouver quelques pierres graniteuses et quelques cailloux de rivage (montrant des tâches produites par des chocs) sur le fond de la Manche. HALLEZ (1899), G. DUBOIS (1923), DANGEARD (1928) et BRIQUET (1931) croient qu'ils sont transportés des côtes par des glaces flottantes pendant des périodes glaciaires (figure 11).

§ 9. *Transport récent de gravier.*

DANGEARD admet la possibilité d'un mouvement (retournement) à chaque marée de pierres plus petites qu'une pomme ou qu'une noix par des courants de 6 ou 7 noeuds (des courants de surface). Dans le Pas-de-Calais des vitesses de surface de 3 ou 4 noeuds seulement se présentent. Dangeard tire sa conclusion du fait que quelques-unes de cettes pierres sont couvertes entièrement d'algues calcaires (pg. 46). Si en effet quelque brusque déplacement avait eu lieu cette végétation aurait reçu quelque dommage perceptible. Le courant tournait-il la pierre ou doit-on l'attribuer aux astéries ou aux homards? Le fond y regorge de toutes sortes d'êtres vivants. Si les courants sont en effet la cause d'une végétation sur toutes les faces des petites pierres, cela n'est pourtant pas une preuve que de pierres plus petites se déplacent en effet, parce qu'il existe entre les pierres des grands trous, dans lesquels une petite pierre doit être arrêtée dès qu'elle commence à rouler.

Nous n'avons jamais trouvé aucune petite pierre dans nos instruments pour recueillir des échantillons d'eau, même pendant les courants les plus vites. En outre

ces courants n'auraient pas été capables de remuer des grains plus lourds que du sable normal (± 500 microns) ou, avec le concours de l'agitation causée par des ondes en 30 m d'eau peut-être des pierres de la dimension d'un pois ou d'une fève tout au plus. Cela ne conteste pas le point de vue de Dangeard qu'il a exprimé dans ses descriptions de quelques sédiments récents du fond de la Manche (p.p. 195, 196 de son oeuvre).

Si vraiment quelque mouvement de ces petites matières se présente dans le Pas-de-Calais, dépend de l'existence de ces matières. Il y existe à peine de matières si fines à la surface du fond. On peut trouver du sable et des petites pierres dans les couches basses ou dans les trous du fond, mais là le courant ne peut pas les atteindre. Les pierres de la surface portaient invariablement de bios de différentes sortes. Les pierres qui se trouvaient dans les couches plus basses ne montraient naturellement pas cette végétation.

Quoiqu'il puisse se présenter quelque déplacement de gravier fin entre le Varne et le Colbart, comme nous l'avons déjà mentionné, ce gravier même était couvert de plantes, d'algues etc. non seulement pendant les étés de 1934 et 1935, mais aussi après les tempêtes au printemps de 1935. Nous n'avons pas pu trouver aucun signe de déplacement ou retournement récent dans le Pas-de-Calais au début du mois d'avril 1935.

Excepté sur les bancs de sable le fond doit être considéré comme „balayé". Cette expression veut dire que des matières ténues d'une certaine dimension ont été remuées. La dimension des pierres les plus petites, trouvées à la surface du fond, n'est pas une mesure pour la force des courants récents. Il est possible que les petites pierres aient été remuées il y a longtemps par des courants plus forts d'auparavant. A quelques endroits dans l'eau profonde, le fond montre des différences de profondeur de 15 m à une distance horizontale de 50 m. Les grands rochers nus se montrent ici à la surface du fond. L'appareil de sondage par l'écho s'est trouvé être un bon indicateur des formes du fond et dans ces formes on pouvait voir clairement la nature du fond (sablonneux, pierreux, rocheux).

HALLEZ et DANGEARD supposaient que les fonds du Détroit „sont en voie de surcreusement tourbillonnaire, et qu'il s'y forme des entonnoirs" parce qu'ils trouvaient à quelques places des profondeurs plus grande que celles indiquées aux cartes maritimes. Les courants du Détroit ne sont pas assez forts pour cela et les profondeurs y sont assez variée pour trouver des différences de quelques mètres au „même" endroit. Le sondeur par l'écho le prouve.

On doit tirer la conclusion générale que le fond du Pas-de-Calais ne peut pas être écuré perceptiblement par des courants existants. Des animaux (moules) attaquent le calcaire mou en quelques endroits et par cela la profondeur peut augmenter un tout petit peu.

§ 10. *Courants des alluvions le long de la côte.*

Le courant des alluvions le long de la côte du Kent était autrefois plus grand qu'à présent, parce que les jetées de Folkestone et de Douvres l'interceptent maintenant presque entièrement. Le long de la „côte de fer", au sud du Gris-Nez, le courant des alluvions se propage dans la direction du sud (Briquet a dû mettre les flèches dans la figure 94 de son oeuvre (notre fig. 12) dans la ligne de la côte et non dans l'eau de la Manche, comme cette eau a un courant résiduel nord-est). A l'est du Blanc-Nez les matières du littoral se propagent vers l'est. La couche de sable sur la plage du Blanc-Nez est très mince, ou tout à fait absente, tandis qu'il n'existe pas de sable au Gris-Nez. Il est important de noter qu'aucun courant des alluvions côtières ne dépasse la saillie du Gris-Nez, ni dans l'une, ni dans l'autre direction.

CHAPITRE III.

Les courants dans le Pas-de-Calais.

§ 11. *Paraboles de courant.*

Les diagrammes de courant à un certain moment dans quelque verticale, allant de la surface jusqu'au fond, sont appelés ici des paraboles de courant. Le point le plus bas dans lequel les courants étaient mesurés régulierement (enregistrés d'une manière non interrompue) était à 0,15 m au-dessus du fond.

Un millier de paraboles-de-courant mesurées, dont il y en a 200 qui sont prises dans le Pas-de-Calais et le reste dans les bras de mer hollandais montrent généralement:

1°. Le courant le plus rapide se présente à la surface (v_s);

2°. Les courants de fond (v_f) sont beaucoup moins vites que les courants de surface;

3°. Le diagramme des courants dans un vertical peut être assimilé à une parabole de la 5ième puissance: $v = a \sqrt[5]{h}$ (plutôt 5,3 au lieu de 5);

4°. Si des différences de poids spécifique se présentent dans les couches de la verticale, les paraboles de courant prennent des formes anormales (fig. 13).

Dans les parties hollandaises du Rhin et de la Meuse des paraboles de la 6ième à la 10ième puissance sont habituelles.

L'avantage de la formule $v = a \sqrt[5]{h}$ c'est sa simplicité, la vitesse moyenne, $v_m = \frac{5}{6}\, v_s$, est trouvée à 0,4 h au-dessus du fond. La vitesse à 1 m au-dessus du fond est $v_1 = a$.

Nos enregistrements ne sont pas d'accord avec les idées de quelques explorateurs précédents, (GAUSSIN 1855, PLOIX 1875); les courants près du fond du Pas-de-Calais ne sont pas aussi forts que ceux à la surface.

L'explication de la forme de parabole peut être exposée ainsi: Le frottement fait que la couche tout pres du fond ne se remue pas et que l'influence du fond se manifeste moins intensivement à mesure que la distance jusqu'au fond augmente. L'aire hachée de la fig. 17 peut être appelée l'aire de vitesse perdue par le frottement. L'influence du fond se propage surtout par la turbulence dans les couches plus élevées.

§ 12. *L'influence des courants de fond sur le transport de sable.*

On a exagéré souvent l'influence des courants. Une faute générale est l'omission d'un chiffre de hauteur au-dessus du fond pour les courants considérés. Il va sans dire que des courants de 1 m/sec. peuvent déplacer quelque sable, lorsque leur hauteur au-dessus du fond n'est que de 0,10 m, mais on ne devrait rien dire si cette vitesse se présente à plusieurs mètres éloignés du fond.

Selon nos mesurages un courant de 1 m/sec. environ (à 0,15 m au-dessus du fond) peut déplacer une petite quantité de sable de 0,5 mm diamètre et un courant de 0,75 m/sec. peut déplacer la même quantité de sable de 0,25 à 0,20 mm Ce sont là des courants de fond mesurés à 0,15 m au-dessus du fond (fig. 18, 20).

De grandes irrégularités locales se manifestent. La turbulence, l'action des flots,

la présence de la vase dans le fond, etc. influencent beaucoup les „vitesses critiques". Une formule générale ne peut pas être donnée.

La quantité de sable dans un échantillon d'eau recueilli à 0,10 m au-dessus du fond peut augmenter de la 3ième ou 5ième puissance de la vitesse. Nous avons trouvé dans le nord de la Hollande les quantités de sable flottant dans des échantillons, recueillis à 0,10, 0,30, 0,50 et 0,70 m au-dessus du fond en proportion de 100: 54: 35: 28, mais cela peut varier excessivement.

Le sable peut commencer à rouler avec des vitesses assez petites. Du sable de ½ mm peut se mettre à remuer avec des courants de 0,30 à 0,50 m/sec. (mesurés à 0,15 m au-dessus du fond).

La grosseur des grains de sable flottant diminue avec la distance du fond. A une hauteur de 0,10 m au-dessus du fond on trouve déjà une plus petite grosseur de sable qu'au fond. Ce résultat cause l'assortiment des sables. La grosseur du sable flottant donne un chiffre pour la force de la turbulence.

§ 13. *Le diagramme de réduction.*

La marée verticale comme enregistrée sur le marégraphe à Douvres était comparée à la marée horizontale à bord du bateau-phare Varne (Dr. CARRUTHERS). Nous avons obtenu les résultats suivants:

marée verticale	courants	
140	152	(vive eau)
100	100	(marée normale)
60	48	(morte eau).

Au lieu de ces chiffres on peut user la formule $V = 1{,}7\sqrt{A^3}$. dans laquelle A, l'amplitude de la marée à Douvres, est exprimé dans des pieds anglais et V en pourcents.

§ 14. *Les cartes de courants.*

Elles indiquent les courants normaux (réduits aux marées normales avec le diagramme de réduction) pour v_s, v_f, et v_m. Les lignes des phases (lignes cotidales) de la marée horizontale et celles de la marée verticale ont des formes plus ou moins paraboliques, dont les sommets sont vers le sud. Elles se meuvent du sud au nord. Nous avons trouvé que les amplitudes des marées M_2 et S_2 sont:

	M_2		S_2	
	amplitude	phase comparée à celle de Douvres.	amplitude	phase comparée à celle de Douvres.
Boulogne	284 cm	— 6 min.	95 cm	— 2 minutes
Douvres	219 „	0 „	70 „	+ 0 „
Gris-Nez	259 „	0 „	80 „	0 „
Banc de Varne	277 „	+ 6 „	76 „	+ 4 „
Calais	242 „	+ 17 „	71 „	+ 18 „

Les marées verticales au banc de Varne et au Gris-Nez ont été enregistrées en double avec les instruments représentés dans la figure 125 et comparées aux courbes de marée simultanées de Boulogne, Douvres et Calais.

§ 15. *L'écoulement total.*

Le profil du Détroit dans l'alignement South-Foreland—Gris-Nez, (tous les deux des phares) fut divisé en plusieurs parties et les vitesses réduites (normales) v_m furent prises à chaque heure. Les vecteurs de vitesse se trouvant perpendiculairement sur cet alignement furent multipliés par les différentes parties du profil, tandis que le niveau changeant de l'eau y était compté. La masse d'eau totale pour chaque heure fut enregistrée graphiquement (fig. 32), le résultat était que l'écoulement du flot se trouva être de 19 146 000 000 m^3 par marée et l'écoulement du jusant de 16 907 000 000. Cela donne un courant résiduel se propageant dans la direction nord-est de 2 239 000 000 m^3 par période de $12^h25'$ pendant des marées normales.

§ 16. *Les roses des courants.*

Comme les côtes sont proches les roses des courants sont plates. Nous réfutons la théorie de Plocq de l'influence des courants de rotation sur la formation des bancs flamands parce que les vitesses perpendiculaires aux côtes sont si faibles, qu'elles ne peuvent pas transporter du sable.

§ 17. *Les maxima de courant.*

Les données indiqueés dans les figures 7 et 8 ont été réduites à des conditions de marée normale. On peut compter que les courants de fond normaux ($v_{0,15}$ = 0,35 à 0,60 cm/sec.) sont capables de remuer quelque sable.

§ 18. *Comparaison de données de courant.*

Les données de l'Atlas du „Deutsche Seewarte" et les mesurages de Plocq correspondent plus ou moins avec les nôtres. Les chiffres de Heldt pour les vitesses de surface au bateau-phare de Sandettié sont importants, ainsi que ceux de Carruthers pour les vitesses au bateau-phare du Varne. En réalité les sinusoïdes des courants au bateau-phare de Sandettié ne peuvent pas être angulaires; les petites marées prolongées sans aucun courant de Heldt peuvent être dues à de longs cables d'ancre du bateau-phare.

§ 19. *Le courant résiduel dans le Pas-de-Calais.*

D'après Carruthers le courant résiduel moyenne au bateau-phare du Varne à un point 10 m au-dessus de la surface était de 1 lieue 47 par marée. En 1935 il a publié une nouvelle série de données, dans laquelle il aboutit à 1 lieue 65 par marée. On peut attribuer cette différence à une différence d'enrégistrement de l'instrument, comme les graphiques de réduction pour ces deux périodes le montraient également. Le courant de marée moyen que Carruthers donne pour le Varne nous semble trop petit. Au lieu de 42 cm/sec. nous y attendons à ± 70 cm/sec.

On peut comparer le courant résiduel au Varne à ceux des bateaux-phares hollandais: Noordhinder 0,54, Schouwenbank 1,19, Maas 1,50, Haaks 1,70, Terschellingerbank 1,41 lieues par marée.

Carruthers trouvait que le plus grand gain du flot au bateau-phare du Varne était environ 10 et le plus grand gain du jusant 6½ lieues environ par marée. Supposant que le courant résiduel dans tous les points du profil du Détroit était le même que celui à une profondeur de 10 m au bateau-phare du Varne, Carruthers calculait un gain de flot de 3 800 000 000 m^3 par marée. Nous trouvons 2 239 000 000 m^3, mais il y faut ajouter quelques pourcents parce que nous avons mesuré pendant

l'été. Alors nous aboutissons à un gain de flot de 2 400 000 000 m^3 par marée normale. Les causes du gain de flot sont: la différence d'aire des profils pendant le flot (un moyen de 1,41 km^2) et pendant le jusant (un moyen de 1,29 km^2); le courant causé par le vent qui est le plus rapide à la surface et peut-être négatif ou nul au fond, la différence de pression atmosphérique et la différence de poids spécifique de l'eau. Nous avons examiné les changements périodiques dans les courants résiduels en 1936. (Voir l'Addition).

Le système des courants dans le Pas-de-Calais est comparable à un système dans une des bifurcations dans le delta du Rhin et de Meuse ou dans les fleuves à marée de la Zéelande, mais les circonstances sont là plus compliquées qu'au Pas-de-Calais, quoiqu' à une plus petite échelle.

CHAPITRE IV.

L'écurage dans le Pas-de-Calais.

§ 20. *Des sondages de* 1870 *comparés à ceux de* 1934.

Le capitaine RICHARDS (1870) a fait des sondages pour le projet d'un tunnel dans le profil entre le Gris-Nez et South-Foreland. Au 17 du mois de juillet 1934 nous avons fait des sondages par l'écho dans l'alignement des phares. Au moyen de signaux lumineux donnés au Gris-Nez on pouvait tenir l'„Oceaan" à une distance de moins de 30 m de cet alignement. Les courbes de marée de Douvres, Boulogne, Gris-Nez et Calais servaient pour réduire les sondages au niveau moyen de la mer.

Nous avons fixé les niveaux moyens de la mer pour Boulogne, Calais, Gris-Nez et Douvres pour la période de 14 juin jusqu'au début d'août 1934. Supposant que le niveau moyen de la mer de ces 4 postes se trouvait dans le même plan horizontal nous avons trouvé le zéro du maréomètre que:

à Douvres	se trouvait à 2,68 m	au dessous du niveau moyen de la mer,
„ Calais	„ „ „ 3,91 „	„ „ „ „ „ „ „ „ .
„ Boulogne	„ „ „ 4,92 „	„ „ „ „ „ „ „ „ .

Les niveaux anglais et français employés pour des cartes hydrographiques, sont:

à Douvre	2,54 m	au-dessous du niveau moyen de la mer.
„ Boulogne	4,84 m	„ „ „ „ „ „ „
„ Calais	3,92 „	„ „ „ „ „ „ „
„ Dunkerque	3,24 „	„ „ „ „ „ „ „

Nous n'avons plus pu découvrir le niveau que Richards a employé en 1870, alors nous avons supposé que c'était le niveau moyen de basse mer à vive eau = 2,70 m au-dessous du niveau moyen de la mer (Douvres); 3,90 m au-dessous du niveau moyen (Calais) et 4,90 m au-dessous du niveau moyen (Boulogne). Le profil de RICHARDS ne peut pas être très exact, de sorte que les différences trouvées entre ses sondages et les nôtres ne peuvent pas être employées comme un indicateur d'écurage ou d'envasement (voir fig. 38).

L'aire totale au-dessous du niveau moyen de la mer se trouvait être en 1934: 1 366 400 m^2.

Il n'est pas probable que ce chiffre change beaucoup pendant les premiers millénaires par écurage ou par envasement.

§ 21. *Sondages au banc du Varne.*

Le capitaine BULLOCS a fait les premiers sondages de ce banc en 1848. Le Capitaine EVANS les a répétés en 1875. Pour savoir si l'on pouvait trouver quelque change-

ment de postion depuis ce temps nous avons fait deux sondages différents en employant deux séries différentes de points de la côte. Toutes les deux donnèrent les mêmes résultats (fig. 41).

Avec le sondage de 1848 nous n'avons trouvé que des différences négligeables. Une comparaison avec le sondage de 1875 montre plus de différence, mais il est possible que cela soit dû à quelque erreur dans les coordonnées de points sur la côte anglaise faite en 1875. Il parait que ce ne soient que des détails qui aient modifié depuis 1848. Cela semble singulier, à cause du gain du flot et des transport positifs de sable sur le dos du Varne. Dans § 28 j'ai avancé une théorie pour l'expliquer. Voir aussi l'Addition.

CHAPITRE V.

L'Élargissement du Pas-de-Calais.

§ 22. *Manque de données exactes.*

L'hydrographe français Ploix a donné en 1876 neuf distances de points fixes jusqu'au sommet des falaises le long de la côte française septentrionale. Il n'a pourtant pas donné de chiffres pour le Gris-Nez et pour le Blanc Nez. La „British Coast Erosion Commission" (1906) a donné quelques renseignements sur la côte près de Douvres, mais peu de données exactes.

§ 23. *Erosion des falaises anglaises.*

La présence du phare romain à Douvres et les recherches archéologiques en cet endroit prouvent que l'érosion des falaises près de Douvres doit avoir été faible depuis l'époque romaine. Ici l'influence des lames n'est pas si grande que des étrangers le pensent quelque-fois. L'influence de la pluie et de la gelée sur les falaises peut être remarquée dans la disparition de caractères, inscrits dans le calcaire, en 2 ou 3 ans et dans la masse des décombres au pied des falaises. Un recul total des falaises du South-Foreland de 8 à 15 m en 2000 ans me semble raisonnable. A l'est de St. Margaret l'érosion est un peu plus grande.

§ 24. *L'érosion des falaises françaises.*

Gris-Nez ne recule presque pas du tout. Un dessin de 1838 représentant les bâtiments et le phare du Gris-Nez est comparé à la situation actuelle. Il en résulte que les couches d'argile superficielles du Gris-Nez ont reculé de $\pm$ 4 mètres pendant un siècle, mais que le recul des couches rocheuses est trop petit pour être mesurable. La vieille forteresse de Gris-Nez datant de 1544 est encore intacte. Il faut que Briquet ait commis ici une erreur, le coin septentrional ne manque pas. Près de Boulogne, le phare romain („Oude man" ou tour d'Odre) construit par Caligula en l'an 39 après Jésus-Christ et restauré par Charlemagne en 810, s'écroulaient en 1644, mais on dit qu'on peut encore en trouver des débris sur les flancs des falaises. Ceci est douteux. On peut comparer le recul du Blanc-Nez à celui du South-Foreland. Quelque erosion d'importance se manifeste à Sangatte.

§ 25. *Histoire.*

La vieille île d'Ictis où l'étain de Cornouailles était marchandé peut être identifiée avec le „St. Michaels Mount", Portus Itius avec Boulogne (Hable d'Isque) et Portus Ulteria avec Ambleteuse (Hable Teul, voir la carte de Waghenaer, 1581). La distance la plus courte entre la France et l'Angleterre, mentionnée par César et par d'autres Romains n'indique pas une érosion perceptible des côtes.

§ 26. *Des masses de sable supposées obstruant le Détroit.*

Dans ce paragraphe la théorie de HOLWERDA est réfutée, parce que nous n'avons pas pu trouver une seule preuve dans les manuscrits romains mentionnés par cet archéologue, ni dans d'autres.

§ 27. *Des côtes anciennes.*

La théorie que le Détroit n'existe que depuis quelques millénaires ne peut pas être juste non plus, car on peut voir une ancienne ligne de rivage entre Wissant et Gris-Nez. Selon Briquet la mer qui a formé ce rivage doit avoir eu un niveau de 15 m plus haut qu'à présent (ou le pays était plus bas alors) et cela ne peut avoir été qu'il y a plusieurs dizaines ou peutêtre centaines de milliers d'années. Il semble qu'après la formation de cette ligne côtière le Cap Blanc-Nez ait reculé de 3½ km environ.

CHAPITRE VI.

Le courant de sable le long des côtes flamandes et hollandaises.

§ 28. *Formations de courants alternatifs dans le sable.*

Dans ce paragraphe une théorie est avancée pour expliquer comment il est possible que des bancs de sable comme le Varne, le Falls, le Colbart ou le Ruitingen ne changent pas de place. Il faut remarquer que les axes longitudinaux de ces bancs ont la direction des courants principaux et que les formes sont en ligne de courants (streamlines fig. 69). S'il existe beaucoup de sable sur le sol et si les courants sont *d'une direction fixe*, des ondulations de sable peuvent être produites. Quand une couche dure se trouve au-dessous et que la quantité de sable est petite, des courants d'une direction fixe forment des barchanes (fig. 72).

Les courants *alternatifs* produisent aussi des ondulations de sable lorsqu'il y a beaucoup de sable disponible. Mais quand une couche dure est balayée partiellement (peu de sable) il n'y a pas de formation de barchanes, mais de dunes „seif" (dunes libyennes fig. 73). Celles-ci sont allongées, en forme de cigare, et se trouvent parallèles à la direction du vent ou du courant. La tendance à emmagasiner tout le sable disponible est évidente, parce que derrière ces amas on peut trouver les seuls endroits protégés de la région.

Les énormes ondulations de sable produites quand la couche dure n'est pas nettoyée, sont plus ou moins perpendiculaires à la direction des courants. Si le courant n'a qu'une seule direction le versant sous le vent est le plus abrupt (pente naturelle); lorsqu'il y a deux courants de direction contraire, comme dans une mer aux courants à marée, leur force relative sur le sol se manifeste dans les formes d'ondulations. S'ils sont d'une même force, des belles formes symétriques se produisent (fig. 74).

Les bancs de sable allongés, „seif", ne se manifestent pas seulement dans la Mer du Nord et dans la Manche, mais aussi dans le Détroit de Mallacca et peut-être aussi ailleurs.

§ 29. *Les formations de parabole des bancs flamands.*

Les bancs flamands sont apparentés aux bancs „seif" (Varne, Colbart, etc.), mais leurs formes ne sont pas si étroites et minces; un des flancs est le plus souvent écurée et ils ne possèdent pas des couches dures à côté d'eux. J'ai appelé leur formation ici: „formation de parabole".

Si le vent souffle dans une zone de dunes, des dunes paraboliques sont formées, ouvertes au vent et „fermées" du côté sous le vent. Si un courant tombe dans une masse de sable, le même effet se produit; quand le courant de jusant est le plus fort, il en résulte une parabole de jusant (chenal de jusant) et lorsque le flot est le plus fort, des chenaux de flot sont formés. Les bancs flamands montrent des chenaux de jusant au nord et des chenaux de flot au sud près de la côte (fig. 80). Le flot pousse vers la droite (rotation de la terre) et il forme à la côte des demi-paraboles. Celles-ci sont des traits caractéristiques d'un transport de sable dans la direction du nord-est le long de la côte flamande. Cependant ce transport n'est pas très grand. Les chenaux de jusant et les chenaux de flot essaient de s'évader les uns et les autres, parce que tous les deux élèvent leurs propres barrières. Quelquefois un chenal a des seuils aux deux bouts; il semble que ce soit le cas des chenaux qui sont condamnés à disparaître.

Quand les bancs paraboliques sont étirés de plus en plus la partie centrale ou „seuil" entre les deux bras peut disparaître par manque de sable et deux dunes „seif" en peuvent résulter. Cela montre la relation entre des bancs „seif" et des bancs paraboliques On peut se représenter ainsi la formation des bancs „Hinder" dans la mer du Nord.

Briquet accepte que les bancs flamands ne consistent qu'en matériaux récents. Cela peut être du sable, parce que nous n'avons pu apercevoir sur les diagrammes de sondage aucune irrégularité dans la forme des flancs d'écurage qui pouvait être causée par des couches d'argile ou de tourbe. Quelques chenaux près de la côte peuvent être écurés dans l'argile.

Quelques géologues supposent que les bancs flamands sont des dunes littorales noyées. Cela n'est pas probable, parce que les formes des bancs (la forme principale aussi bien que la forme des détails) sont marines et non-terrestres. Néanmoins le sable lui-même peut y avoir été déjà depuis longtemps et même au-dessus d'un ancien niveau de mer. Il n'est pas nécessaire de supposer que le sable y soit porté du fond de la Mer du Nord par des courants récents.

La plupart des bancs flamands possèdent des grandes ondulations régulières sur leurs crêtes, excepté ceux qui sont près de la côte. Les chenaux entre les bancs ne possèdent pas ces ondulations.

§ 30. *Changements dans les bancs flamands aux siècles derniers.*

Il existe de vieilles cartes hollandaises du 16ième siècle et postérieures. Celles d'avant 1800 ne sont pas exactes. Warnsinck dit, qu'il peut mieux reconstruire les batailles de De Ruijter et de Tromp, au moyen des cartes hydrographiques modernes qu'avec celles du temps où ces batailles étaient livrées. Les vieux manuels marins hollandais donnent aussi quelques renseignements. Un de ces renseignements est que pendant basse mer à vive eau les parties les plus élevées (appelées „polders", ce qui veut dire „des régions sèches ou hautes") des bancs au large de Dunkerque emergeaient. Comme cela n'est plus le cas à présent, on pourrait en tirer la conclusion qu'il y a eu un abaissement des parties les plus élevées de ces bancs.

Les résultats des sondages hydrographiques dès 1797 sont données dans les figures 84—87; ils ont été recueillis d'un vieux document des Ponts et Chaussées français par Plocq, que Mr. Broquaire, ingénieur principal des Ponts et Chaussées à Dunkerque nous a si aimablement prêté. Nous les avons tracés à une seule échelle, tandis que le niveau moyen de la mer était employé pour tous ces figures excepté la première. Elles ne montrent que des changements minimes depuis 1800.

§ 31. *La région des vases dans l'embouchure de l'Escaut.*

Depuis la frontière franco-belge jusqu'à l'île de Walcheren on trouve beaucoup de vase dans le sol sous-marin. La quantité de vase portée dans l'eau près de Vlissingen-Zeebrugge est très grande (330 mgr/litre est la quantité moyenne de plusieurs centaines d'échantillons d'eau de surface recueillis ici). Superficiellement le sol marin peut être considéré comme de la vase pure mais en réalité il contient 10 à 50 % ou plus de sable. Les limites de ce district de vase ne sont pas distinctes. La carte de VAN MIERLO est plus ou moins exacte, mais l'idée que le sol du Wielingen consiste en sable n'est pas juste, parce qu'il est très vaseux. Il n'y a qu'un petit transport de sable dans cette région de vase, de sorte que le sable des bancs flamands n'enrichit pas beaucoup les côtes hollandaises. Sur la côte belge une zone très étroite de sable se trouve là, où les flots se brisent sur la plage. Naturellement la vase y était impossible, ou bien elle y a été éloignée depuis longtemps.

D'où vient cette vase? Il semble probable qu'elle est autochtone et d'origine ancienne. Autrefois l'Escaut avait son embouchure au nord de l'île de Walcheren; l'embouchure entre Walcheren et la Flandre est plus récente. Des diatomées trouvées dans cette boue prouvent qu'elles ont vécu dans de l'eau saumâtre et on trouve des coquilles et des cailloux eocènes dans la vase ou près d'elle.

VAN MIERLO croit que la vase de l'embouchure de l'Escaut est un dépôt alluvial emporté de la mer du Nord par une convergence de courants marins actuels. Pour autant que nous l'avons exploré cela n'est pas probable.

On ne peut pas admettre en général une corrélation entre des courants de fond et la dimension des matières au fond. De grandes vitesses peuvent exister au-dessus d'un sol mou aussi bien qu'au dessus d'un sol rocheux. Les courants dans l'embouchure de l'Escaut sont aussi forts que ceux dans le Pas-de-Calais.

§ 32. *Le mouvement du sable le long des côtes hollandaises.*

Le courant de sable le long du littoral hollandais produit par les vagues et le courant de sable au fond de la mer sont les deux qui transportent le sable vers le nord-est. La façon de transportation de ces deux est différente, mais ils coopèrent et le premier peut emprunter quelques matières au dernier et vice-versa; cela dépend entre autres de la direction du vent.

Des sondages exacts et souvent répétés sont la seule manière de se renseigner sur les changements des isobathes. Les lignes jusqu'à une profondeur de 15 m au-dessous du niveau moyen de la mer restent plus ou moins parallèles à la côte entre Hoek van Holland et Helder. Les isobathes plus profondes sont d'une forme irrégulière.

Quand on fait un profil de la côte entre Hoek van Holland et Helder, on rencontre d'abord deux à quatre ondulations (bancs) littorales. Elles se trouvent parallèles à la côte, les pentes abruptes tournées vers la plage. Alors une partie plate suit, tandis que plus au large on rencontre des grandes ondulations très régulières aux pentes abruptes tournées vers le nord-est. Leur direction est alors perpendiculaire à la côte. La quantité de sable qui se propage dans la direction du nord le long de la côte hollandaise ne peut pas être très grande, mais elle existe sans doute.

Des cartes du 17ième siècle montrent trois bancs entre Zandvoort et Egmond (fig. 90) qui ont disparu. La forme de ces bancs était demi-parabolique, la même forme alors qu'on trouve sur les côtes flamandes et qui est un bon signe d'un déplacement du sable littoral dans la direction septentrionale, se joignant à un courant du sable marin dans le même sens.

Les isobathes de 9 et 13 mètres s'approchaient de la côte près d'IJmuiden pendant

la période depuis 1859. Les rides et les irrégularités y changeaient 200 m dans la direction du nord en 32 ans.

Le long des parties septentrionales des côtes hollandaises il y a plus de déplacement de sable que le long des parties méridionales, le résultat en est un approfondissement général (appauvrissement) des côtes hollandaises.

Les passages entre les îles frisonnes possèdent des deltas sous-marins, fonctionnant comme des accumulateurs électriques. De l'ouest du sable s'y ajoute, tandis que de temps en temps une grande quantité de sable (déchargement) échappe vers l'est. Ce sable voyage dans la direction de l'est le long de la côte et enrichit le delta sous-marin prochain, etc. (fig. 91). Ces deltas sous-marins appauvrissent aussi. Pendant une période de 100 ans le delta sous-marin du „Vlie" a perdu par exemple 50 000 000 m^3 de sable, tandis qu'un même chiffre peut être ajouté à cause de l'élévation du niveau de la mer. La profondeur moyenne augmentait de 7,60 m en 1831 jusqu'à 8,20 en 1930.

CHAPITRE VII.

Les influences sur les formes de la côte hollandaise.

§ 33. *La côte hollandaise considérée comme une partie d'une côte de barrière ou d'une côte à lidos.*

Des côtes de barrière ou des côtes à lidos se présentent en plusieurs endroits et en grandes longueurs. L'opinion de Johnson est que ces côtes se manifestent en général dans des pays qui émergent. De Martonne constate simplement que des côtes à lidos sont les bords de pays plats. C'est le point de vue le plus évident parce que notre pays n'émerge pas. On peut encore mieux considérer notre côte comme une conséquence de l'abondance de sable de la Mer du Nord. Une barrière de lido présuppose du sable et elle peut se former sous l'influence de l'action des flots et des courants marins sur un fond sablonneux à petite inclinaison. On a abandonné tout à fait la théorie déclarant que la zone de dunes était formée là, où les eaux fluviales et les eaux marines se rencontraient, tandis que le point de vue que notre rangée de dunes doit être considérée comme une langue de terre accrûe des sables français dans une direction nord-est du Blanc-Nez ne semble pas non plus être tout à fait vrai.

La différence entre des côtes à langues de sable (côtes à limans, haffen) et les côtes de barrière (côtes à lidos) est celle-ci. Les langues (pouliers) s'accroissent d'une manière horizontale à partir d'un point fixe (cap) dans de l'eau profonde. Des barrières s'accroissent essentiellement d'une manière verticale au bord d'une côte plate et sablonneuse. Les premières se présentent le long des pays accidentés à côtes peu résistantes où l'érosion produit le sable (ou les cailloux), les dernières sont accumulées au large de la côte originale et elles sont formées de sable marin. Il n'existe pourtant pas de côtes à lidos pures, qui s'accroissent d'une manière verticale, parce qu'au moment même de leur formation des courants de matières littorales se forment et des langues sont formées derrière chaque île nouvelle. Il y a beaucoup de côtes à limans pures dans le monde, mais des côtes à lidos pures sont rares. Des passes entre des îles minces sont caractéristiques pour des côtes à lido. Ces passes possèdent des deltas sousmarins qui jouent une rôle protecteur pour la côte.

On peut considérer la côte hollandaise comme une côte à lidos (ou côte de barrière) possédant quelques qualités d'une côte à limans. Une des particularités de cette côte c'est que la colline diluviale de Texel est prise comme un point fixe (ou cap) dans le système des côtes. Il semble qu'autrefois l'île diluviale de Wieringen a été une partie substantielle de la côte comme on peut l'apprendre de l'aspect des anciennes rides de plage. Des points substantiels sont naturellement des caracteristiques d'une côte à limans (voir la fig. 109).

§ 34. *Influence des marées sur les passages (graus) dans des côtes à lidos.*

Les passages entre les îles d'une côte à lido sont les plus profonds dans le col formé entre elles, parce que les sables venant le long de la côte tâchent de rendre les passages aussi étroits que possibles. Les passages sont plus grands en proportion de la dimension du bassin intérieur, qui doit être rempli et vidé deux fois par jour. C'est pourquoi la longueur des îles voisines a une influence sur la dimension des passages.

D'un côté du passage — sur la rive hollandaise à droite — un „musoir" se forme, de l'autre côté — à gauche — un „poulier" (ou langue). Le delta sous-marin se trouve asymétriquement (déplacé à droite) devant l'axe du passage. Les parties moins profondes de ces deltas se trouvent aussi à droite de l'axe. Plus la capacité de marée des passages est grande, plus les deltas sous-marins sont étendus, plus la protection que ces deltas donnent aux îles du côté sous le vent est bonne, et plus les musoirs sont en saillie (voir le fig. 96).

Les causes primaires de tous ces phénomènes sont la *direction* de propagation de la marée et la *direction* des vents dominants. Cela devient clair lorsqu'on considère la fig. 97.

„L'aire motrice" entre les lignes de marée de A et C est plus grande que l'„aire motrice" entre les lignes de marée de B et C, non seulement avec la partie montante des marées qui produit le courant de flot, mais aussi avec la partie descendante, produisant le courant de jusant. „L'aire motrice" représente le total de toutes les pentes pendant une période de marée et les courants à marée dans ces passages résultent principalement de ces pentes. L'aire motrice est identique à „l'aire de propagation" de l'onde de marée. C'est une aire très importante.

Quoiqu'on puisse baser des calculs simples et exacts sur ce fait, nous n'en avons pas donné ici; parce que cela nous conduirait trop loin. Cela sera traité plus amplement dans une autre publication. Sans faire de calculs on peut pourtant voir quelques conséquences apparentes, comme celles qui suivent:

a. La déviation des passages ou des embouchures de rivières vers la direction gauche ou droite sera sensible surtout dans des mers littorales peu profondes, parce que l'aire motrice entre A et B y est grande.

b. Dans des embouchures larges et courtes l'inclinaison vers la direction de la propagation de la marée sera plus sensible que dans des longues embouchures étroites.

c. L'aire motrice ne change pas tellement à cause d'un changement d'amplitudes de marée, mais bien plus par les différences dans la vitesse de propagation de la marée verticale. C'est pourquoi la théorie qu'une rivière tâchera de couler vers le point où le flot à marée a sa plus grande amplitude n'est pas juste.

d. Si le Pas de Calais a été de peu d'influence dans le passé par cause d'un niveau de mer reducé, la propagation de la marée le long de notre côte peut être venue du nord. Les embouchures de rivière de la Hollande doivent avoir eu alors une direction d'écoulement plus septentrionale. Mais la theorie de JESSEN que tout changement récent dans les embouchures des rivières entre l'Elbe et l'Escaut peut être attribué à l'écurage du Pas-de-Calais n'est pas acceptable.

e. Des changements dans la direction actuelle de l'écoulement peuvent se présenter si les profondeurs de la mer près de la côte changent, parce que cela amènera un changement des lignes cotidales (phases).

f. Quand il existe plusieurs chenaux dans un delta sous-marin, leurs capacités sont formées suivant la situation des lignes cotidales dans la mer à l'extérieur du delta (fig. 98).

g. L'action des flots peut porter beaucoup de sable dans l'eau et ainsi le sable remué est transporté plus aisément par les courants règnants. Sur la côte hollandaise l'action des flots combinée avec l'action des courants de marée remue le sable du sud-ouest au nord-est, ou de l'ouest à l'est (fig. 101). Cela est une des causes de déplacement de quelques chenaux et de quelques bancs de sable vers l'est. Les bancs sont poussés vers les „musoirs" des îles sous le vent.

§ 35. *Des courbes côtières.*

Une autre tendance générale de l'action combinée des flots et des courants côtiers c'est la formation de plages joliment courbées, qui sont accrochées aux caps.

La côte hollandaise entre le Blanc-Nez et Texel peut être considérée comme une seule énorme courbe. Dans la direction du nord-est de Texel suit une courbure négative et puis une autre courbure positive entre Terschelling et Juist. Si l'on la considère plus attentivement on peut discerner quatre parties différentes dans la ligne côtière entre le Blanc-Nez et Texel: une courbe négative entre le Blanc-Nez et Dunkerque, une courbe positive entre Dunkerque et Ostende, une partie en saillie, là où la côte est briseé entre Ostende et Hoek van Holland et une courbe positive entre Hoek van Holland et Texel. Texel possède une colline diluviale.

Toute irrégularité dans une courbe côtière signifie un manque de sable, des sables hétérogènes, ou des courants côtières irréguliers (près des embouchures de rivières par exemple). La proéminence de la côte brisée entre Ostende et Hoek van Holland doit être attribuée à l'influence des bras de mer nombreux qui s'y trouvent. Ces bras de mer interceptent le courant des matériaux littoraux, de sorte que des bancs de sable sont formés; ces bancs protègent la côte et pour cette raison la ligne côtière devient saillante.

Les bancs le long de la côte entre Ostende et Hoek van Holland forment un grand delta sous-marin composé. Quand les bras de mer diminuent en capacité ce delta diminuera aussi et la côte sera attaquée plus fortement. La vieille embouchure de la Meuse près de Brielle (fig. 117) s'est ensablée bientôt après l'ouverture de la nouvelle embouchure près de Hoek van Holland. Des changements remarquables des côtes voisines en résultent.

Des courbes côtières ne sont pas toujours d'une forme circulaire, même si les matériaux sont homogênes, parce que le vent peut souffler plus violemment dans une partie de la courbe que dans l'autre. Quoique cela soit le cas des côtes hollandaises et que l'action des flots soit le plus fort au nord, on peut pourtant à peine apercevoir quelque différence dans les rayons des courbes.

On peut aussi trouver des courbes entre des épis de rivière, mais là elles sont d'une forme différente (fig. 106). „La mer mange avec une bouche d'une certaine courbure."

Le „point fixe" de Texel n'est pas très fort. Si ce point recule, la côte hollandaise entière aura une tendance à reculer. C'est pourquoi Texel occupe une position de clef. La courbe côtière négative entre Texel et Terschelling est partiellement un résultat de l'effet des courants marins (une courbure intérieure) et partiellement le résultat d'une érosion de la côte du cap. Beaucoup de terre a été perdue au sud de Texel (Huisduinen fig. 10) et à l'est de cette île (Vlieland fig. 108). Au large de Texel la mer est aussi plus profonde qu'en d'autres parties près de la côte.

Le delta sous-marin du Marsdiep (Helder) est une bonne protection pour la côte de Texel. Ces deltas sont une sorte de caps sous-marins, qui ont une fonction secondaire; la fonction primaire est celle des caps de Blanc-Nez, de Texel et de Juist.

Juist ou Borkum est un „cap" très doux ou un musoir protégé par le delta sous marin de l'Ems. Quelques pierres sur le sol au large de cette île montrent qu'il y a du diluvium assez haut. Maintenant la côte de cette île est défendue artificiellement et il en est ainsi de celles de Huisduinen et de Vlieland.

A l'est de Juist la ligne côtière générale est droite (fig. 110), parce que la courbe allemande entre Juist et Föhr ou quelque autre point diluvial slésvigien n'est pas encore finie. Les deltas sous-marins ont produit des „musoirs" aux cotés occidentaux des îles de la Frise orientale de sorte qu'il s'est formé un „escalier". La longueur des marches est en rapport avec leur hauteur, parce que la dimension des passages dépend de la longueur de ces îles. Les petites îles sablonneuses ressemblent à des barchanes, parce qu'elles cèdent à une pression d'un coté (fig. 111).

Une explication théorique des courbes côtières peut partir d'une action combinée de *courants* différents. La *résultante* des courants dans les lames brisantes, des courants de marée, des courants produit par le vent et d'autres courants marins, pris sur une longue période, doit causer les formes de la côte. Spécialement avec le concours de la turbulence du ressac les courants dentèlent quelques côtes jusqu'à une certaine limite, remplissent des anses en déposant du sable dans des endroits protégés jusqu'à une même limite, ou ils forment une langue derrière un cap. La direction de cette résultante, prise sur une longue période, doit fixer la direction d'accroissement d'une telle langue. Cela sera souvent dans la direction d'un autre cap ou dans la direction d'une île (fig. 103).

§ 36. *Des changements probables dans la côte hollandaise depuis l'époque romaine.*

En Flandre une couche de tourbe de 3 m au dessous du niveau moyen de la mer doit être immergée depuis l'époque romaine, parce que des routes et des pièces de monnaie romaines, etc. selon BRIQUET, se trouvent sur cette tourbe au-dessous de la couche récente d'argile. Puis la côte flamande doit avoir été une côte à lidos après l'occupation romaine. Briquet a reconstruit ces îles de lido et en a évalué la quantité d'abrasion (fig. 114).

La côte anglaise possède de très anciennes lignes côtières à l'intérieur; les falaises du South-Foreland ont cédé à peine, comme nous l'avons déjà dit.

La côte hollandaise n'a pas cédé partout au même degré. Les „musoirs" saillantes du côté à droite d'anciens bras de mer, ou d'anciennes embouchures de rivière, doivent avoir été érodés par les vagues et par les courants depuis qui ces bras de mer ou ces embouchures ont disparu et leurs deltas sous-marins, ayant perdu leur raison d'exister, ont disparu avec eux. De cette manière on peur expliquer pourquoi les rangées de dunes anciennes le long de la côte se trouvent obliquement sur la côte près de Schéveningen et au nord de Katwijk et qu'en ces endroits l'abrasion a atteint une quantité remarquable (fig. 116).

Ces „vieilles dunes" formées par l'action de l'eau sont plates et baisses et elles doivent être des marques de croissance. La côte originale allait du Helinium (Monster) jusqu'à la colline diluviale de Wieringen, tandis que les sables ont fait croître cette côte jusqu'a la ligne Helinium-Texel. Un cas analogue peut être observé sur la langue de terre présentée dans la figure 95. On y voit aussi des marques de croissance dûes aux ensablements.

Les „dunes nouvelles" sont hautes et elles sont formées par le vent. Elles correspondent à un reculement de la côte ou à une condition stationnaire, comme les „vieilles dunes" correspondent à une progression. Ce reculement et cette progression ne renferment pas de grandes mouvements du niveau de la mer ou de change-

ments dans le Pas de Calais, mais peuvent être attribuées aux changements locales ou à la régime de la marée existante dans la Mer du Nord.

Les embouchures de la Meuse (Helinium), du Rhin (Katwijk), ou de la Zijpe (Petten) ont influencé la formation des „vieilles dunes" aussi bien que celle des „dunes nouvelles".

Les bancs de sable „Harde", „Uiterrib" et „Smalacht" qui ont existé au 17ième siècle (fig. 90), mais n'existent plus, peuvent avoir été les restes des grands deltas sous-marins qui sans doute ont existé autrefois près de Katwijk et de Hoek van Holland. Ce sable allait vers le nord comme la situation de ces bancs de sable, obliquement sur la côte, le montre.

D'après Pline il a existé au temps romain 23 îles entre la Hollande et le Danemark. On peut en compter à présent 20. Derrière ces îles il y a des sables nus (wadden), ce qui était aussi le cas lorsque Pline les a visités.

§ 37. *L'influence des changements dans le niveau de la mer.*

Surtout pour la Hollande les changements du niveau de la mer sont d'une grande importance, parce que le pays est si bas. Des tempêtes y peuvent élever le niveau de la mer de 3 ou 4 mètres (fig. 121), tandis que cette élévation est seulement de 3 ou 4 pieds à Douvres. Des données de maréomètre montrent une élévation plus ou moins régulière du niveau moyen de la mer de 2½ dm par siècle (fig. 118, 119).

Les changements dans l'écorce de la terre peuvent être superposés sur le niveau changeant de la mer. Ceux de l'Angleterre sont indiqués sur la carte publiée par „the Ordnance Survey" en 1932 (fig. 120). On peut prédire que des changements en profondeur de la Mer du Nord influenceront un peu les marées et leurs interférences et à cause de cela aussi quelque peu les côtes et les embouchures des rivières hollandaises.

§ 38. *L'origine du Pas-de-Calais.*

Sans doute la première brisure dans l'isthme de chaux ne se présentait pas il y a quelques mille ans, mais dans un passé géologique ancien. Nous donnons notre adhésion au point de vue de BRIQUET, que les niveaux hauts de la mer pleistocène sont la cause (1921) ou à celui de DUDLEY STAMP „qu'on est tenté de suggérer que la formation d'un bassin des eaux dans la Mer du Nord en face de la nappe de glace avançante fut surtout cause de l'élargissement de la brêche". Gregory ajoute: „Au début du pleistocène le Pas de Calais fut tantôt un isthme et tantôt un détroit." Dans la période glaciaire du Riss les eaux de la moitié de l'Europe doivent avoir passé par ce détroit. Une fois formé, il peut être élargi par l'action des flots et par l'écurage, surtout parce que le niveau de la mer alors était bas.

La théorie de KRÜMMEL que les détroits peuvent avoir leur origine dans des courants à marée, qui „mangent" à travers l'isthme primitif, ne peut pas être bonne. La baie de Fundy, par exemple, n'est pas érodée à l'extrême bout, comme KRÜMMEL le croit, mais y est alluvionnée au contraire, parce qu'il n'existe pas de courants à marée à la fin des baies. La remarque de DARWIN que le fond des détroits est balayé s'est trouvée être vraie pour le Détroit-de-Calais.

Le professeur EDELMAN [1]) a examiné les minéraux dans les sables et a trouvé que les sables de la Manche sont les mêmes que les sables marins de la Hollande. A cause de cela il a avancé la théorie que les eaux glaciaires ont porté les sables vers l'ouest via le Pas de Calais.

---

[1]) C. H. EDELMAN. Petrologische Provincies in Nederland, 1933.

Dr. BAAK[1]) a continué cette exploration en examinant les échantillons de l'Oceaan et ceux décrits par M. Borley en 1923. Il arrivait aussi à la même conclusion. Dans la mer du Nord Dr. Baak distinguait 5 espèces de sable.

§ 39. *Réponse à la question à savoir si la côte néerlandaise est menacée par des changements dans le Pas-de-Calais.*

Il résulte de nos recherches qu'il est très improbable que le Pas-de-Calais subisse à une érosion considerable dans l'avenir prochain. Le Varne et le Colbart peuvent disparaître, parce qu'ils semblent être des amas de sable mobile, mais nos mesurages montrent qu'un changement de la position du Varne ne se manifeste pas.

Au lieu d'une érosion par des courants ou par des vagues, l'élargissement du Détroit pouvait être attribué à un abaissement géologique de son fond. Les rapports des experts qui ont examiné les projets du tunnel sont d'accord du fait qu'il n'existe pas de faille entre Calais et Douvres.

Finalement l'élargissement peut être dû à l'ascension du niveau de la mer, qui est ± 2½ cm en 10 ans pour les côtes entre Ostende et l'Elbe et qui est probablement le même pour le Pas-de-Calais. Si le niveau de la Mer du Nord s'élève aussi, l'influence de la marée venant de l'Ecosse augmentera au dépens de l'influence de la marée venant de la Manche. Cela ne causera pas une élévation spéciale du niveau des pleines mers ou des niveaux de tempête près des côtes hollandaises.

La forme de la courbe côtière entre Calais et Helder montre qu'elle s'est adoptée aux courants du Détroit. Nous n'avons pu trouver des changements du premier ordre pendant des temps historiques. Aux temps pré-historiques un cap peut avoir existé à l'ouest d'Ostende, parce que des couches d'argile et des pierres éocènes s'y trouvent.

Une tendance générale de reculer est évidente. La côte hollandaise perd un peu de sable en faveur des côtes allemandes sans que cette perte soit restituée par une affluence des côtes flamandes, mais celà n'est pas inquiétant.

La plus grande menace pour la côte des Pays-Bas c'est l'élévation du niveau de la mer. Des recherches internationales de longue durée sont nécessaires pour obtenir une connaissance exacte de ce phénomène.

CHAPITRE IX.

Instruments.

L'appareil de sondage par l'écho que nous avons utilisé, fut construit par Messrs. Henri Hughes et fils de Londres (système de l'amirauté anglaise) et possédait une échelle de 1 cm pour 4 m. Dans des bras de mer peu profonds nous employons une échelle de 1: 100 ou 1: 200 (fig. 124, 125), mais ces échelles ne sont pas bonnes pour les recherches marines.

Les maréographes auto-enregistreurs (DE VRIES, fig. 126, 127) sont des appareils de manomètre, qui enregistrent pendant quinze jours les marées verticales au-dessus d'eux. Ces appareils étaient placés près de Gris-Nez et sur le Varne, en double pour avoir un contrôle mutuel.

Le mètre de courants (100 kgs) était construit par OTT (fig. 128, 129). La vitesse était mesurée tous les 2 m de la verticale. Le point de mesurage qui est le plus bas se trouve toujours à 0,15 m au dessus du fond. L'instrument fut controlé tous les jours avec des petites morceaux de bois flottant librement.

---

[1]) J. A. BAAK. Regional Petrology of the Southern North Sea, 1936.

Le mètre des courants du fond (Ott) enregistrait continuellement les courants à 0,15 m et à 0,50 m au-dessus du fond par le moyen de l'électricité pendant une période de marée (fig. 130).

Le collecteur de sable (Canter-Cremers) est un réservoir creux dans lequel l'eau et le sable entrent par une ouverture (fig. 131, 132). L'eau quitte le collecteur derrière un collier, qui produit une succion, tandis que le sable reste dedans.

L'appareil pour recueillir des échantillons (van Veen) recueille quatre échantillons de 5 litres des couches à 0,10, 0,30, 0,50 et 0,70 m au dessus du fond (fig. 133, 134). Les tubes carrés (75 × 160 mm) sont fermés tout à coup par un poids qui tombe.

La drague (van Veen) permit d'amener des échantillons pesant de 20 à 50 kgs (fig. 135, 136).

Le foret du fond peut pénétrer ½ m environ dans un sol mou (fig. 137).

L'appareil pour mesurer les grains de sable (van Veen) est une manière rapide et exacte qu'on préfère au tamis (fig. 138, 139). Le principe en est que gros grains s'enfoncent plus vite que les petits grains.

Le mètre système Jacobsen fut utilisé pour fixer la direction des courants (fig. 141).

Le télémètre (Barr et Stroud) d'une base de 80 cm donnait les distances jusqu'à 1000 mètres. Pour des plus grandes distances on employait des sextants.

Un mètre de rides indiquait la dimension et la forme des petites rides dans un fond de sable au moyen d'une surface peinte (fig. 142).

Arrangements à bord du navire. Chaque instrument avait sa place fixe (fig. 143, 144). Les quantités de sable obtenues dans les instruments sont mesurées dans une cabine à sable dans des tubes de verre calibrés. A bord du navire il y a constamment dix-neuf personnes, parmi lesquelles il y en a 9 pour la navigation, 7 techniciens pour les recherches et un ingénieur surveillant.

ADDITION.

Pour être sûr l' „Oceaan" a mesuré dans le période de 13—31 juin 1936 au point D près de Douvres 32 marées successives. Les courants à une profondeur de 10 m au dessous de la surface et les courants à 0,15 et à 0,50 m au dessus du fond fûrent enregistrés perpétuellement. Les verticales de courant étaient mesurées à chaque demi-heure.

Les résultats sont donnés ici:

a. L'amplitude moyenne à Douvres était dans la période 15,13 feet; c'est à peu près le chiffre moyen annuel (15,2 feet).

b. La vitesse moyenne à une profondeur de 10 m au dessous du niveau de la mer était 31,2 km par marée ou 69,6 cm/sec. (16,3 km par jusant et 14,9 km par flot). La vitesse moyenne des verticaux était 28 km par mareé ou 62,7 cm sec. (14,7 km par jusant et 13,3 km par flot). Ces chiffres ne dévient que peu de ceux trouvés en 1934/35 (voir la fig. 31), mais assez du chiffre moyen que Carruthers a trouvé au Varne (v_{10} = 42 cm/sec.). Nous pensons que l'instrument usé au bateau-phare du Varne n'est pas très exact.

c. Le graphique donnant la relation entre les marées verticales et horizontales (fig. 145) que nous avons pu faire maintenant pour D est le même que nous avons usé auparavant. Les relations entre la marée verticale à Douvres et les marées horizontales aux bateaux-phare du Varne et du Sandettié et à celle du point D sont les mêmes, quoique les chiffres individuels des courants au Varne puissent être douteux.

d. Les verticales de courant au point D peuvent être figurées par la parabole $v = a \sqrt[5.3]{h}$, ce qui ne diffère pas de ce que nous avons trouvé auparavant.

e. L'analyse des courbes de courants et des courbes de marée à Douvres a donné pour la période de 14—28 juin 1936:

Marée horizontale à Douvres (10 m —).				Marée verticale à Douvres.	
Marée.	Période.	Kappa.	Ampl.	Kappa.	Ampl.
M_2	12,4 h	10°	109 cm/sec.	337°	237 cm
S_2	12,0 h	63°	26 cm/sec.	33°	55 cm
M_4	6,2 h	292°	9,6 cm/sec.	235°	30 cm
O	25,8 h	32°	12,7 cm/sec.	184°	9,1 cm
K_2	11,97 h	63°	6,8 cm/sec.	33°	14 cm
K_1	23,93 h	178°	10,1 cm/sec.	13°	6,4 cm
P	24,07 h	178°	5 cm/sec.	13°	3,2 cm

f. La rose des courants du point D est représentée dans la fig. 146. Le moyen des courants maxima de jusant à une profondeur de 10 m était 110 cm/sec., le moyen des courants maxima de flot était 107 cm/sec.

g. Les courants des marées diurnes différaient des courants des marées nocturnes, excepté pendant deux ou trois jours avant la nouvelle lune (fig. 147). Les marées verticales n'étaient pas „au pas" avec les marées horizontales.

h. Les vents du sud-ouest de la période du 13—17 juin semblent avoir causé un gain de flot, tandis que les vents irréguliers du 17—30 juin correspondent à un gain de jusant. Nous n'avons pas examiné si ce sont les vents ou bien les pressions atmosphériques sur les mers voisines qui en sont la cause.

i. Généralement les vitesses de jusant étaient plus fort que les vitesses de flot. La différence entre le v_m du flot et le v_m du jusant était 1,35 km par marée (v_m = la vitesse moyenne d'une verticale). Néanmoins le débit total du flot dans la verticale de D est plus grand que le débit total du jusant, parce que les profondeurs sont plus grandes à marée de flot. (Par km de largeur 428 000 000 m^3 de flot et 410 000 000 m^3 de jusant par marée moyenne.)

j. Nos mesurages de 1936 dans le Pas de Calais n'ont pas nécessité des changements dans nos calculations (voir la fig. 31). Dans avenir des mesurages de cycles de 25 heures y sont préférables à ceux de 13 heures.

FIGURES.

LITERATUURLIJST.

1. Admiralty Publication. — The Channel Pilot. Part I. South-West and South Coasts of England. Londen.

2. Idem. — The tides and tidal streams of the British Islands. Londen, 1909.

3. J. A. Baak. — Regional Petrology of the Southern North Sea (proefschrift). Wageningen, 1936.

4. F. A. van Baren. — Het voorkomen en de beteekenis van kalihoudende mineralen in Nederlandsche gronden (proefschrift). Wageningen, 1934.

5. Henri Baulig. — The changing sealevel. (Inst. of British Geographers). Londen, 1935.

6. A. A. Beekman e. a. — Geschiedkundige atlas van Nederland. 's Gravenhage, 1921.

7. W. Behrmann. — Borkum, Strand und Dünenstudien. (Zeitschr. für Meereskunde, Berlijn, XIII, 1920).

8. Ed. van Beneden. — Compte rendu sommaire des recherches entreprises à la station biologique d'Ostende pendant les mois d'été 1883. (Bulletins de l'Académie Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique, Brussel, 52me année – 3me série – T. VI, 1883, blz. 458).

9. D. H. S. Blaupot ten Cate. — Beschouwingen van een civiel ingenieur over den bodem van Nederland. (De Ingenieur, 's Gravenhage, 1933, nr. 30).

10. Beach Erosion Board. — Interim report of Beach Erosion Board. U. S. Army, Washington, April 1933.

11. Günther Böhnecke. — Salzgehalt und Strömungen der Nordsee. (Inst. für Meereskunde, Berlijn, September 1922).

12. J. O. Borley. — The Marine Deposits of the Southern North Sea. (Fish. Inv. Series II, vol. IV, nr. 6, Londen, 1923).

13. Bouquet de la Grye. — Note sur l'amélioration des embouchures des fleuves. (Rech. hydr., Parijs, 1864/'66, 3e cahier).

14. C. Braak. — Het klimaat van Nederland. (Meded. en Verh. Kon. Ned. Meteor. Instituut Nr. 32, 's Gravenhage, 1929).

15. Gustav Braun. — Entwickelungsgeschichtliche Studien am europäischen Flachlandküsten und ihren Dünen. (Inst. für Meereskunde, Heft 15, Berlijn, 1911).

16. Abel Briquet. — Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. Appendice: l'évolution du rivage du nord de la France et l'activité de l'homme. Parijs, 1931.

17. Brown. — Brown's tidal streams for the whole of the British coasts, Ireland and the North Sea, Londen, 1932.

18. J. H. VAN DER BURGT. — De kustverdediging langs het oostelijk deel van de Noordzee. (De Ingenieur, 's Gravenhage, 1933, nr. 50).

19. A. W. BIJVANCK. — Excerpta Romana. De bronnen der Romeinsche geschiedenis van Nederland. 's Gravenhage, 1931.

20. J. N. CARRUTHERS. — The watermovements in the Southern North Sea, part I. Surface drift. 1925. (Fish. Inv. series II, vol. VIII, nr. 2, Londen, 1925).

21. Idem. — The flow of water through the Straits of Dover as gauged by continuous currentmeter-observations at the Varne lightvessel. Part I, II. Londen, 1928 en 1934.

22. Idem. — The watermovements in the Southern North Sea, part. I. Surface drift. 1925. (Fish. Inv. series II, vol. VIII, nr. 2. Londen, 1925).

23. Idem. — The watermovements in the Southern North Sea, part II. Bottom currents. (Fish. Inv. series II, vol. IX, nr. 3. Londen, 1926).

24. Idem. — The watermovements in the Southern North Sea, part III. The Wash and Inner Dowsing Lightvessel. (Fish. Inv. series II, vol. XI, nr. 6. Londen, 1929).

25. Idem. — The watermovements in the Straits of Dover, exceptional winter 1929—1930. (Extr. du Journal du Conseil international. Kopenhagen, 1930).

26. GERALD O. CASE. — Coast sanddunes. Sandspits and sandwastes. Londen, 1914.

27. E. H. CHATER en F. M. G. DUPLAT TAYLOR. — Changes in the coastline near Rye. The river Rother improvement works. Londen, 1930. (Inst. of Civ. Eng.: Selected Eng. papers).

28. Conseil service hydrographique. — Atlas de température et salinité de l'eau de surface de la Mer du Nord et de la Manche. (Conseil permanent international pour l'exploration de la mer – Kopenhagen, 1933).

29. National Research Council. — Report of the Committee on sedimentation. The Nat. Ac. of Sciences. Washington, 1932.

30. Idem. — Report of the Committee on submarine configuration. 1931.

31. Idem. — Report of the Committee on submarine configuration and oceanic circulation. Washington, 1931 (25 April).

32. VAUGHAN CORNISH. — Ocean waves and kindred geophysical phenomena. Cambridge, 1932.

33. LOUIS DANGEARD. — Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. Ann. de l'Inst. Océanographique. Parijs, 1928.

34. R. A. DALY. — A recent worldwide sinking of the Ocean level. (Geol. Mag., dl. 54, nr. 672. New-York, 1920).

35. G. H. DARWIN. Scientific Papers (4 banden). Cambridge, 1910.

36. Idem. Ebbe und Flut sowie verwandte Erscheinungen im Sonnensystem. Leipzig, 1911.

37. G. H. DARWIN. Harmonical analysis of tidal observations. Londen, 1883.

38. F. M. DAVIS. Quantitative studies on the Fauna of the seabottom. Nr. 2. Southern North Sea.
(Fish. Inv. Series II, vol. VIII, nr. 4. Londen, 1925).

39. A. DEFANT. Grundlagen einer Theorie der Nordseegezeiten.
(Ann. d. Hydr. Berlijn, 1923, Heft III).

40. Idem. Dynamische Ozeanographie.
(Naturwiss. Monogr. und Lehrb., Band IX).

41. A. DEFANT en O. v. SCHUBERT. Strommessungen und Ozeanographischen Serienbeobachtungen der 4-länder Untersuchung im Kattegat. 10—17 Augustus 1931.
(Institut für Meereskunde Berlijn, 1933).

42. DERVAUX, DE PAS en COOLEN. Recueil de mémoires publiés à l'occasion de son Centenaire 1831—1931.
(Société des antiquaires de la Morinie. Saint-Omer, 1931).

43. DIENEMANN en SCHARF. Zur Frage der neuzeitlichen Küstensenkung.
(Jahrbuch d. Preuss. Geol. Landesanstalt, 1931).

44. W. VAN DIEREN. Organogene Dünenbildung. 's Gravenhage, 1934.

45. G. VAN DIESEN, HOEK en LORIÉ. Uitkomst van het onderzoek of de schelpvisscherij langs de Noordzeekust nadeelig kan zijn. 's Gravenhage, 1896.
(Uitg. Min. v. Wat., Handel en Nijverheid).

46. G. DOLLFUS. Le projet de tunnel sous le Pas de Calais. La Nature. Parijs, April 1906.

47. A. T. DOODSON. The analysis of tidal observations. Londen, 1928.
(Phil. Transaction of the Royal Soc. of Londen, series A, vol. 227).

48. Idem. Current observations at Horn's Rev., Varne and Smith's Knoll in the years 1922—1923.
(Journal du Conseil 5, 22—32. Kopenhagen, 1930).

49. A. T. DOODSON en J. S. DINES. Report on Thamesfloods. Meteorol. conditions associated with high tides in the Thames.
(His Majesty's Stationery Office. Londen, 1929).

50. A. T. DOODSON en CORKAN. The principal constituent of the tides in the English and Irish Channels. Londen, 1932.
(Phil. transactions, Royal Soc. Londen, series A, vol. 231).

51. C. F. DRECHSEL. Mémoire sur les travaux du Conseil Permanent International pendant les années 1902—1912. (Kopenhagen 1913).

52. DUBERNAD. Rapport de la Commission chargée d'examiner le projet d'une jetée dans la baie de Wissant.
(Rech. hydr. 1864/66. Parijs, 3[me] cahier).

53. Eug. Dubois. — Over duinvalleien, den vorm der Nederlandsche kustlijn en het ontstaan van laagveen in verband met bodembewegingen. (Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. Leiden, 1910).

54. George Dubois. — Répartition et origine des galets exotiques dans les formations quaternaires marines du Nord de la France. (Ann. Soc. Geogr. Nord, t. XXVII, 1923).

55. Idem. — Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. (Mém. Soc. Géol. Nord VIII, 1924).

56. Idem. — Le Flandrien et la transgression flandrienne de la Manche. (C. R. Réunion Géol. Intern., Copenhagen 1928).

57. Idem. — Essai statistique sur les états glaciaires quaternaires et les états correspondants du niveau marin. (Ann. de Géogr. XL, 1931).

58. Ferd. Düll. — Das Gesetz des Geschiebeabriebes. (Mitteilungen aus dem Gebiete des Wasserbaues und der Baugrundforschung, Heft 1. Berlijn, 1930).

59. C. H. Edelman. — Petrologische provincies in het Nederlandsche kwartair. Amsterdam, 1933.

60. W. A. Engelbrecht. — Het ontstaan van den Hoek van Holland. (Rotterdamsch Jaarboekje 1934).

61. F. Enquist. — The relation between dune form and wind-direction. (Geologiska Förenungens Förhandlingar, Stockholm, dl. 54, 1932).

62. B. G. Escher. — Algemeene geologie. Amsterdam, 1934.

63. E. v. Everdingen en J. P. v. d. Stok. — Oberflächentemperaturbeobachtungen in der Nordsee. September 1903—1904. 1906. (Meded. en Verh. Kon. Ned. Met. Inst. nr. 102).

64. F. J. Faber. — Geologie van Nederland. 's Gravenhage, 1933.

65. Otto Heinr. Felber. — Oberflächenströmungen des Nordatlantischen Ozeans, 1934. (Deutsche Seewarte, Hamburg).

66. Ph. Forchheimer. — Hydraulik. Leipzig, 1930.

67. E. S. Forster. — Lucius Annaeus Florus. Epitome of Roman History. 1929.

68. John R. Freeman. — Hydraulic Laboratory Practice. 1926—1929. New-York, 1929.

69. Henri Frochot. — Le calcul des marées. Théorie élémentaire et applications pratiques. Parijs.

70. P. H. Gallé. — Stormvloeden langs de Noordzee en Zuiderzeekusten. (Uitg. Zuiderzee Vereeniging). Leiden, 1917.

71. L. Gaussin. — Rapport sur la reconnaissance hydrographique exécntée en 1855 dans les parages de Boulogne. (Rech. Hydr. sur la régime des côtes, prem. cahier).

72. GAYE en WALTHER. Die Wanderung der Sandriffe vor den ostfriesischen Inseln. (Die Bautechnik, Berlijn, 1935, Heft 41).

73. GEHRKE. Mean velocity of the Atlantic currents running North of Scotland and through the English Channel. (Publ. de Circ. nr. 40. Kopenhagen, 1907).

74. G. GILSON. Exploration de la mer sur les côtes de Belgique. (Mém. de Musée royal d'histoire naturelle). Brussel, 1924.

75. JULES GIRARD. Les falaises de la Manche.

76. GLUSHKOFF en LIAKNITSKY. Institutions on the organisation and performance of work in connection with harbour surveys. 1930/32.

77. J. W. GREGORY. The relations of the Thames and Rhine and the age of the Straits of Dover. (Geogr. Journal 70, 52—59. Londen, 1927).

78. J. GROENENDAAL JR. De zeewering en duinen van het Hoogheemraadschap Delfland. (Gedenkboek Kon. Inst. v. Ingenieurs). 's Gravenhage.

79. P. HALLEZ. Sur les fonds du Détroit du Pas de Calais. (Ann. Soc. Geol. Nord., tome XXVIII, 1899).

80. HAIGNÉRÉ. Dictionnaire historique et archéologique du Pas de Calais. Boulogne, 1882.

81. P. F. VAN HEERDT. De stroomen op de Nederlandsche kust. Kon. Inst. v. Ing. XXI, N°. 80, 1890.

82. HEISER. Landerhaltung und Landgewinnung an der deutschen Nordseeküste. (Die Bautechnik, Berlijn, Heft 13, 27 van 1933).

83. H. HELDT. Les courants de marée au bateau de feu du Sandettié. Off. Scient. et Techn. des Pêches Marit., Parijs, 1923.

84. HOLLINGWORTH en GRANTHAM.
1. Tides from an Engineerings standpoint.
2. The effect of groyning upon some parts of the English coast, 1924.
(Inst. of Civ. Eng. Londen 1924).

85. T. RICE HOLMES. Ancient Britain and the invasions of Julius Caesar. (Oxford, Clarendon Press, 1907).

86. J. H. HOLWERDA. Die Katastrophe an unseren Meeresküste im 9. Jahrhundert. 1930. (Int. Archiv. für Ethnographie, Leiden. Band XXXI, Heft I, II).

87. TH. JANSSEN. Über die Kräfte, die die ostfriesischen Inseln, insbesonders den östlichen Sandstrand der Insel Spiekeroog, gestalten. Schweidnitz, 1933.

88. P. JAKUSCHKOFF. Neue Methode zur Bestimmung der Schwebestoffführung in unseren Flüssen. (Die Wasserwirtschaft, Weenen 1931).

89. E. C. Jee. The Atlantic Ocean, part I. Hydrographical conditions in the area centred on 50° N, 20° W, period 1902—'17. (Fish. Inv. series III, vol. III, Londen, 1919).

90. Idem. The English Channel, part VI. Across the mouth of the Channel. (Fish. Inv. series III, vol. I, Londen, 1921).

91. Idem. The North Sea, part I. From the Tyne towards the Nase of Norway. (Fish. Inv. series III, vol. IV, Londen, 1920).

92. O. Jessen. Die Verlegung der Flussmündungen und Gezeitentiefs an den festlandischen Nordseeküste in jungalluvialer Zeit. Stuttgart, 1922.

93. R. F. Jessup. The archeology of Kent. Londen, 1930.

94. D. W. Johnson. Shore-processes and shore-development. New-York, 1919.

95. Idem. The New England Acadian shoreline. 1925.

96. Ladislas Kádár. A study of the sandsea in the Libyan desert. (Geogr. Journal, June, Londen, 1934, blz. 470).

97. Henning Kaufmann. Rhytmische Phänomene der Erdoberfläche. Brunswijk, 1929.

98. H. Keller. Studien über die Gestaltung der Sandküsten und die Anlage von Seehäfen im Sandgebiet. 1881. (Zeitschr. für Bauwesen, Berlijn, 1881).

99. Keller. Exposée du régime des courants observés depuis le XVI[e] siècle jusqu'à nos jours dans la Manche et la mer d'Allemagne. 1861.

100. Philip Kemp. Theory of alternating current wave forms. Londen, 1934.

101. P. F. Kendall. The proposed tunnel under la Manche. (The Naturalist: 327—332, Oct. Londen, 1929).

102. J. Kraus, W. K. Behrens, B. Hoogeboom. Verslag aan het College van Dijkgraaf en Hoogheemraden van Delfland. Leiden, 1917.

103. W. Krüger. Meer und Küste bei Wangeroog. (Zeitschr. f. Bauwesen, 1911, Berlijn, blz. 451 en 583).

104. Idem. Meer und Küste bei Wangeroog. (Zeitschr. f. Bauwesen, Berlijn, 1913).

105. O. Krümmel. Handbuch der Ozeanographie. Erster Teil. Die räumlichen, chemischen und physikalischen Verhältnisse des Meeres. Stuttgart, 1923.

106. Idem. Handbuch der Ozeanographie. Zweiter Teil. Die Bewegungsformen des Meeres (Wellen, Gezeiten, Strömungen). Stuttgart, 1923.

107. H. Krey. Die Flutwelle in Flüszmündungen und Meeresbuchten. (Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau in Berlin, Heft 3, Berlijn, 1926).

108. CH. LALLEMAND en E. PRÉVOT. Les lentes variations du niveau de la mer sur le littoral français. (Bull. Geod. Parijs, 1930).

109. J. LAUWERS. Les marées d'Ostende. (Ann. d. trav. Publics de Belgique, Brussel, 1930).

110. LAVALLEY, LAROUSSE, DELESSE, POTIER, DE LAPPARENT. Chemin de fer sous-marin entre la France et l'Angleterre. Rapports sur les sondages exécutés dans le Pas de Calais en 1875. Ann. Soc. Geol. Nord. 1879—'80.

111. C. LELY. Rivieren en rivierwerken. 's Gravenhage, 1890. (Deel II, afd. 11. Waterb. Schols, Henket & Telders).

112. C. LELY. Nota over de uitkomsten der waarnemingen van het slibgehalte der Nederlandsche rivieren. (Uitg. Min. v. Wat., Handel en Nijverheid, 's Gravenhage, 1887).

113. R. G. LEWIS. The Orography of the North Sea bed. (Geogr. Journal, Oct. 1935, blz. 334, Londen).

114. W. V. LEWIS. The formation of Dungeness Foreland. 1932. (Geogr. Journal, Oct. 1932, blz. 309, Londen).

115. T. E. LONGFIELD. The subsidence of London, Londen. 1932. (Ordnance Survey, prof. papers, new series, nr. 14).

116. JOHN B. LUCKE. A study of Barnegat inlet. (Shore and Beach, vol. 2, nr. 2, 1934). (Journ. Am. Shore & Beach Pres. Ass.).

117. K. LÜDERS. Entstehung und Aufbau von Groszrücken mit Schillbedeckung. (Senckenbergiana, Band 11, 1929).

118. Idem. Sediment und Strömung. (Senckenbergiana, Band 14, 1932).

119. Idem. Unmittelbare Sandwanderungsmessung auf den Meeresboden. (Inst. für Meereskunde, Heft 24, Berlijn, 1933).

120. Idem. Die Sturmfluten der Nordsee in der Jade. (Bautechnik, Berlijn, 1936).

121. J. R. LUMBY. The salinity and watermovements in the English Channel and Southern Bight 1920—1923. 1925. (Fish. Inv. series II, vol. VII, nr. 7, Londen, 1924).

122. J. L. H. LUIJMES. Overzicht der getijleer ten dienste der hydrografische opneming. 1919.

123. MARIE DE MAN. Que sait on de la plage de Dombourg. (Tijdschr. voor Munt- en Penningkunde, 1899).

124. HUGO MANDELBAUM. Gezeitenströme und Restströme bei Borkumriff Feuerschiff. 1924/28. (Deutsche Seewarte, Hamburg,1934).

125. MARSCHAL. Ann. des Ponts et Chaussées de France, Parijs 1854.

126. E. DE MARTONNE. Traité de géographie physique, tome second. Le relief du sol. Parijs, 1929.

127. P. DE MEY. Etude sur le régime de la côte de Belgique. Brussel, 1885.

128. C. J. VAN MIERLO. La carte lithologique de la partie méridionale de la Mer du Nord.
(Bulletin de la Soc. Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, tome XIII, 2me série, tome III, blz. 219). Brussel, 1899.

129. Idem. Le mécanisme des alluvions.
(Ann. de l'Assoc. des Ingénieurs sortis de l'Université de Gand, 1926).

130. H. BERNELOT MOENS en R.P. J. TUTEIN NOLTHENIUS. Verslag van de waarnemingen omtrent de stroomen langs de Nederlandsche kust. 's Gravenhage, 1880/82.

131. LOTTE MÖLLER. Das Tidegebiet der deutschen Bucht.
(Inst. für Meereskunde, Berlijn, 1933, Heft 23).

132. A. PENCK. Theorie der Bewegung der Strandlinie. Preuss. Ac. d. Wiss., Berlijn, 1934.

133. O. PETTERSON. Über Meeresströmungen.
(Inst. für Meereskunde, Berlijn, 1908).

134. J. M. PHAFF. Etude sur les courants de la mer du Nord – Noordhinder.
(Met. Instituut 1890—1894. 's Gravenhage, 1896.

135. A. PLOCQ. Etude des courants et de la marche des alluvions, aux abords du détroit de Douvres. 1860.
(Ann. des Ponts et Chaussées, 3e ann., 2e cah., tome V, blz. 103, Parijs, 1863).

136. EDM. PLOIX. Rapport sur la reconnaissance de Boulogne.
(Rech. hydr. sur le régime des côtes, Ve cah., Parijs, 1876).

137. Idem. Projet de création d'un nouveau port à Boulogne.
(Rech. hydr. 1878/79, 12me cah.).

138. Idem. Port de Dunkerque 1878/79.
(Rech. hydr., 12me cah.).

139. B. POLAK. Een onderzoek naar de botanische samenstelling van het Hollandsch veen. 1929.

140. H. POPPEN. Die Sandbänke an der Küste der deutschen Bucht.
(Ann. d. Hydr. Heft VI, Berlijn, 1912).

141. O. PRATJE. Die Sedimente der deutschen Bucht. Oldenburg, 1931.
(Geol. pal. Inst. d. Un. Königsbergen).

142. J. PROUDMAN en A. T. DOODSON. The principal constituent of the tides of the North Sea. Londen, 1932.

143. P. PRUVOST. Observations sur la structure du Cap Gris Nez.
(Bulletin des services de la Carte géologique de la France, n°. 156, tome XXVIII, 1923—1924).

144. J. C. RAMAER. De daling van den bodem van Nederland t.o.v. den gemiddelden waterspiegel, in verband met waarnemingen betrekkelijk het Amsterdamsch Peil.
(Tijdschr. Kon. Inst. v. Ingenieurs, 's Gravenh., 1907—1908).

145. Idem. Het hart van Nederland in vroegere eeuwen.
(T. K. N. A. G. Leiden, 1913).

146. Idem. Het Nederlandsche alluvium in den Romeinschen tijd en de Middeleeuwen.
(T. K. N. A. G. Leiden, 1928).

147. J. REINKE. Die ostfriesischen Inseln.
Wissenschaftl. Meeresuntersuchungen.
(Neue Folge, Bd. 8, 1909).

148. A. F. RENARD. Notice sur les roches draguées au large d'Ostende.
(Bulletin de l'Académie Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique, 56me année, 3me série, tome XI, Brussel, 1886).

149. J. RENAUD. Sur les sondages exécutés dans le Pas de Calais en 1890.
(Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences. Paris, 1891).

150. P. M. VAN RIEL. Oberflächensalzgehalt im südlichen Teil der Nordsee.
(Journal du Conseil, vol. IV, p. 43, Kopenhagen).

151. G. T. RUDE. Tides and their engineerings aspects.
(Am. Soc. of civil Eng. paper nr. 1668. 1928).

152. ALF. RÜHL. Beitrage zur Kenntniss der morphologischen Wirksamkeit der Meeresströmungen.
(Inst. für Meereskunde. Berlijn, 1906).

153. DE LA ROCHE PONCIER. Recherches sur le régime hydrographiques des côtes, 2e cahier, Parijs, 1861.

154. Rijkswaterstaat. Verslag der Commissie tot onderzoek naar de vereischten van een haven voor visschersschepen te Scheveningen. 's Gravenhage, 1887.

155. Idem. Uitkomst van het onderzoek of de schelpvisscherij langs de Noordzeekust nadeelig kan zijn voor het weerstandsvermogen van het strand en het behoud der duinen als zeewering. 's Gravenhage, 1896.

156. Idem. Verslag van de Staatscommissie inzake den toegang tot Nederland door het Noordzeekanaal. 1e en 2e deel met bijlagen. 's Gravenhage, 1911.

157. A. SARTIAUX. Note à propos du tunnel sous la Manche.
(Revue générale des chemins de fer, Avril 1906).

158. SCHÄTZLER. Wassermengenbestimmung im Tidegebiet.
(Zentralblat der Bauvereine, Berlijn, 1931, Heft 39).

159. J. SCHOO. Het oude middelpunt van Holland tusschen Maas en Rijn.
(Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. Leiden, 1931, blz. 866).

160. J. Schoo. — De geografische plaatsbepaling van Ptolemaeus aan de Hollandsche kust. (Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. Jan. 1934).

161. Idem. — Castellum Flevum in het land der Friezen. (Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. 1934).

162. P. Schotel. — Bijlage behoorende bij het verslag van de Staatscommissie 1916 (omtrent onderzoek, oorzaken buitengewoon hooge waterstanden op den Rotterdamschen Waterweg). 's Gravenhage, 1918.

163. R. Schuiling. — Nederland, handboek der Aardrijkskunde, deel I, Zwolle, 1934.

164. Bruno Schulz. — Die periodischen und unperiodischen Schwankungen der Mittelwasserstanden an der flandrischen Küste 1915—1918. (Deutsche Seewarte. Hamburg, 1923).

165. Idem. — Beitrage zur Kenntnis der Gezeiten an der flandrischen Küste und auf der unteren Schelde. (Deutsche Seewarte, Hamburg, 1925).

166. H. Schütte. — Entstehung der Seemarschen. Arbeiten der deutschen Landwirtschaftsges. Heft 178. 1911.

167. Carl Seemann. — Zwölf Stromkarten der Nordsee und britischen Gewässer. Hamburg.

168. Seewarte. — Atlas der Gezeiten und Gezeitenströme. (Hamburg, 1925).

169. Z. W. Sneller. — Walcheren in de 15e eeuw. 1916.

170. L. Dudley Stamp. — The Thames drainage system and the age of the Strait of Dover. (Geogr. Journal, blz. 386. Londen, 1927).

171. J. A. Steers. — Scolt head island. (Geogr. Journal June. Londen, 1934).

172. J. F. Steenhuis. — Beschouwingen over en in verband met de daling van den bodem van Nederland. (Verh. d. Kon. Academie v. Wetenschappen, 2e sectie, deel XIX, nr. 2, Amsterdam, 1917).

173. J. W. G. Stieneker. — Verslag over de stroomsnelheidsmetingen in 1875—1879 op den Rijn en zijne takken en op de Boven Maas ('s Gravenhage, 1877).

174. J. P. van der Stok. — Études des phénomènes de marée sur les côtes néerlandaises. (Kon. Ned. Met. Inst. nr. 90, Utrecht, 1910).

175. Idem. — Das Klima des südöstlichen Teiles der Nordsee. I. Terschellingerbank, II. Haaks, III. Maas, IV. Schouwenbank, V. Noordhinder, VI. Noordhinder. (Meded. en Verh. 13a, b, c). Utrecht

176. Idem. — Über Oberflächentemperaturbeobachtungen in der Nordsee 1903/04. 1906. (Kon. Ned. Met. Inst. nr. 102). Utrecht.

177. G. A. S. Currents and Fisheries of the North Sea.
(„Nature" 6 Oct. 1934, blz. 543). Londen.

178. T. Taylor. St. Michaels Mount.
(Cambr. Univ. Press, Cambridge, 1932).

179. J. J. Tesch. De physische gesteldheid der Noordzee.
(Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. Leiden, 1910).

180. P. Tesch. Duinstudies.
(Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen., Leiden, 1920—1930).

181. Idem. De opeenvolging van de oud-pleistocene lagen in Nederland.
(Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. Leiden, 1934).

182. Idem. De vorming van de Nederlandsche duinkust. Groningen, 1935.
(Uitg. Ned. Nat. Ver.).

183. H. Thorade. Gezeitenuntersuchungen in der deutschen Bucht der Nordsee.
(Arch. d. deutschen Seewarte XLVI, Nr. 5. Hamburg 1926).

184. H. Thorade. Probleme der Wasserwellen. Hamburg, 1931.

185. Idem. Über Stromunruhe (nach Beobachtungen) im Kattegat.
(Ann. der Hydrografie, September, Berlijn, 1934).

186. J. Th. Thijsse. De bodemdaling in Nederland en de peilschaal van Harlingen.
(Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen., Londen, 1931, blz. 438).

187. Idem. Einflusz der Abschlieszung der Zuiderzee auf das Verhalten der Gezeiten längs der niederländischen Küste.
(Zeitschr. der Int. Ständigen Verband der Schiffahrtskongresse, Brussel, Jan. 1933, Heft 15, S. 59).

188. P. D. Timmermans. Proeven over den invloed van golven op een strand.
(Proefschrift 1935). Leiden.

189. R. P. J. Tutein Nolthenius. Westerstranden.
(De Gids 1913).

190. W. H. Twenhofel. Treatise on sedimentation. Londen, 1932.

191. T. Vater. Formation of Straits.
(Mitteilungen Geogr. Ges. f. Thüringen. Zie Geogr. Journal Dec. Londen, 1933, blz. 557).

192. Joh. van Veen. Onderzoek naar het zandtransport van rivieren.
(De Ingenieur nr. 48, 's Gravenhage, 1933).

193. Idem. Bodemgolven van groot formaat, geregistreerd met een echotoestel.
(Overdruk weekbl. „De Ingenieur", 's Gravenhage 1934, nr. 47, Bouw- en Waterbouwkunde nr. 15).

194. Idem. Sandwaves in the Southern North Sea.
(Hydr. Review, Monaco, May, 1935).

195. T. Vink. De Lekstreek. Amsterdam, 1926.

196. J. Walther. Das Gesetz der Wüstenbildung. (Leipzig, 1924).

197. Fr. Walther. Die Gezeiten und Meeresströmungen im Norderneyer Seegat. (Die Bautechnik, Heft 13, Berlijn, 1934).

198. E. M. Ward. English coastal evolution. Londen, 1922.

199. J. C. M. Warnsinck. Admiraal de Ruijter. De zeeslag op Schooneveld. Juni 1673. 's Gravenhage, 1930.

200. J. R. Wartena. Inleiding op een uitgave van de Tabula Peutingeriana. Amsterdam, 1927. (Proefschrift).

201. L. R. Wentholt. Stranden en strandverdediging, Delft, 1912 (2 deelen).

202. W. H. Wheeler. Practical manual of tides and waves.

203. Idem. The North Sea. Londen.

204. H. J. Osborne White. The geology of the country near Hastings and Dungeness. (Dept. of Scientific and Industrial Research. Londen, 1928).

205. R. S. Wimpenny. Variations in North Sea Plankton. (Fish. Inv. series II, vol. XIII, nr. 3, Londen, 1933).

206. Rolf Witting. Zur Bestimmung der Mischung im Meere. (Societas scientarium Fennica, VII, 2. Helsingfors). 1933.

207. Dodo Wildvang. Das Alluvium zwischen der Ley und der nördlichen Dollartküste. Emden, 1915.

208. Idem. Die tiefere Untergrund der ostfriesischen Nordseeinseln. 1936. (Nat. forsch. Ges. Emden).

209. C. H. Wind, F. Liebert, D. A. van der Laan. Ergebnisse von holländischen Strommessungen in der Nordsee 1904/07 (1912). (Verh. uit het Rijksinstituut voor het onderzoek der zee, 3e deel).

210. Carl Woebcken. Deiche und Sturmfluten an der Nordseeküste. Bremen, 1924.

211. Curt Woyte. Der Gallische Krieg von Cajus Julius Cäsar. Leipzig, 1926.

212. Werner Wrage. Das Wattenmeer zwischen Trischen und Friedrichskoog. Deutsche Seewarte, Hamburg, 1930.

ERRATA.

Bladz. 52, middelste formule, vervangen door:

$$r = \frac{\Sigma x_1 . x_2}{n . \sigma_1 . \sigma_2}$$

Bladz. 133, regel 29 v. b. staat: „A”, moet zijn: „B”.

Bladz. 148, regel 21 t/m 37 v. b., vervangen door:

groot zijn geweest als thans (SNELLER, **169**, 1916 en BEEKMAN **6**, 1921).

Ptolemaeus geeft de lengten en breedten van onze riviermonden. Als uitgangspunt Kaap Itius (Gris Nez of kaap Alprecht) aannemend, denkt hij zich den afstand van deze kaap tot den mond der Schelde ± 80 km. In werkelijkheid is de afstand ± 150 km, indien voor den Scheldemond die der Oosterschelde wordt aangehouden. Voorts geeft hij voor den afstand tusschen den Schelde- en den Maasmond 80 km en voor dien tusschen den Maas- en den Waalmond (westelijken Rijnmond) 140 km. Dit zijn natuurlijk grove vergissingen, indien men deze maten van modern geografisch standpunt beschouwt. Immers is de lijnrechte afstand tusschen Domburg en Monster slechts ± 70 km, terwijl hij volgens Ptolemaeus 220 km is.

Volgens Romeinsche begrippen kan de afstand van kaap Itius tot den Waalmond wel 160 + 140 = 300 km zijn, *weg*afstanden dan. Voor de Romeinen waren immers de afstanden van de eene plaats naar de andere essentieel, niet de richtingen of de juiste geografische verhoudingen. Door het riviermonden-gebied bewesten Bergen op Zoom en Geertruidenberg zal geen doorgaande weg hebben geloopen, zoodat de totale wegafstand tusschen kaap Itius (bij Boulogne) en den westelijken Rijnmond (Monster) ook wel 300 km geweest kan zijn.

Bladz. 149, regel 1 v. b. staat: „35”, moet zijn: „25”.

Bladz. 149, regel 7 v. b. „, en later,” moet vervallen.